

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

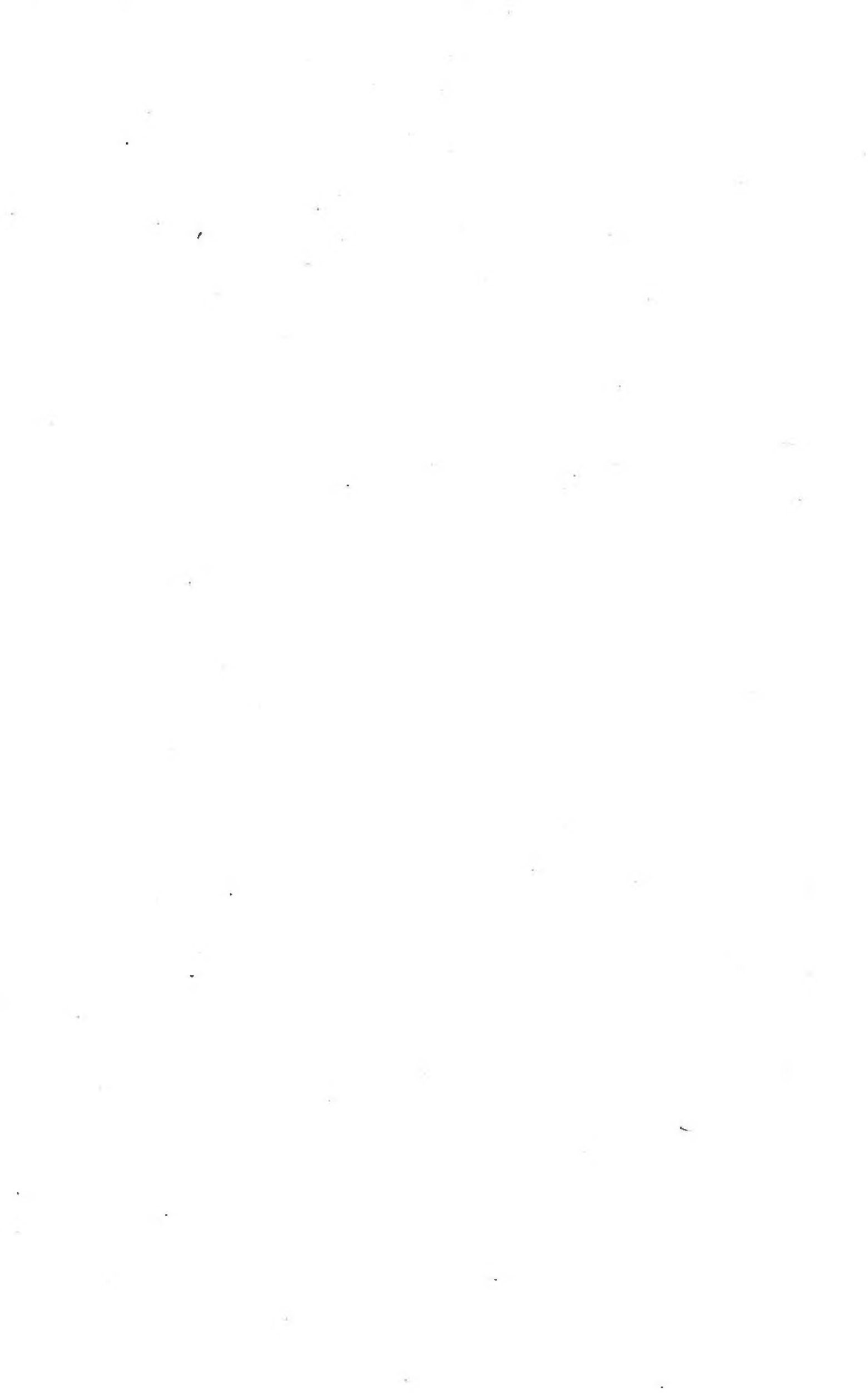
ГОРНЫЙ АЛТАЙ

ГЕОЛОГИЯ

I

ИЗДАТЕЛЬСТВО

АКАДЕМИИ НАУК СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

ТРУДЫ ОЙРОТСКОЙ КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ ПЕРВЫЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1941 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор — д-р А. Н. ЧУРАКОВ

Г О Р Н Ы Й А Л Т А Й

Труды Ойротской комплексной экспедиции, геология, т. I. 1941

А. Н. ЧУРАКОВ

**ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ЗАДАЧИ И ОСНОВНЫЕ ИТОГИ РАБОТ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ОЙРОТСКОЙ КОМПЛЕКСНОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ**

Еще не так давно существовало убеждение в том, что Горный Алтай, т. е. Ойротская автономная область, не имеет и не может иметь месторождений рудных полезных ископаемых вследствие особенностей своего геологического строения, которые отличают его от соседнего, так называемого Рудного Алтая, богатого месторождениями полиметаллических руд.

Столь безотрадная точка зрения была обусловлена тем, что на основании лишь рекогносцировочных исследований были сделаны поспешные и неверные выводы об истории геологического развития Горного Алтая.

Такая постановка вопроса привела к тому, что вплоть до 1930 г. советские геологи не делали серьезных попыток проверить правильность такого вывода.

Между тем в 1931 г. сначала работами Западно-Сибирского геолого-разведочного треста, а затем Западно-Сибирского отделения Редметразведки было установлено, что в юго-восточной части Горного Алтая имеют место серьезные проявления ртутного оруденения, а в юго-западной были обнаружены первые признаки молибденового оруденения. Мало того, на северо-востоке Горного Алтая было обнаружено железо-марганцовое месторождение.

Таким образом, в трех различных участках, расположенных на окраинах Горного Алтая, впервые наметились новые признаки различных типов оруденения, которые невольно приковали внимание к Горному Алтаю и выдвинули задачу изучения его металлоносности.

В виду всего этого зимой 1935 г. Совет по изучению производительных сил (СОПС) провел в Москве совещание по производительным силам Ойротии, на котором были подведены итоги наших знаний того времени о геологическом строении и полезных ископаемых Горного Алтая и были намечены задачи дальнейшего изучения этой горной страны.¹

На основании работ этого совещания в начале 1936 г. СОПС создал Ойротскую комплексную экспедицию, которая производила, под общим научным руководством акад. В. А. Обручева, исследования в течение двух летних периодов, т. е. в 1936 и 1937 гг.

В первый год своей работы экспедиция наметила и осуществила три следующие задачи:

1) геологическое изучение и легкую разведку Востокского железо-марганцового месторождения, расположенного в северо-восточной части Ойротии;

2) геолого-петрографическое изучение верхней части бассейнов рр. Башкауса и Чулышмана на юго-востоке Ойротии, с подробным изучением ультраосновных пород;

¹ См. сборник «Ойротия», изд. АН СССР, 1937 г.

3) геолого-петрографическое изучение северного склона Катунских Альп в юго-западной Ойротии, именно в тех местах, где незадолго до того было открыто молибденовое месторождение.

Надо пояснить, что общее направление этих работ в значительной мере было определено теми петрографо-геохимическими исследованиями, которые в 1931—1934 гг. были выполнены по заданию СОПС силами Петрографического института Академии Наук СССР в Горной Шории, расположенной в непосредственном соседстве к северо-востоку от Горного Алтая, а также частично и на севере Горного Алтая.

Дело в том, что в Горной Шории были обнаружены гидротермальные месторождения железо-марганцовых руд, расположенные по крупной зоне разлома, имеющей ЮЗ направление и уходящей, как казалось, в Ойротию. Кроме того, там были обнаружены основные и ультраосновные породы с наличием в них довольно крупных скоплений титановых руд. Поскольку на юго-востоке Ойротии уже давно были известны ультраосновные породы, а на северо-востоке обнаружено гидротермальное Востокское месторождение железо-марганцовых руд, естественно, что эти две задачи и вошли в план работ Ойротской комплексной экспедиции.

В 1937 г. задачи геологических исследований были значительно расширены. Так, было намечено произвести разведку Востокского железо-марганцового месторождения. Постановка этих разведочных работ имела целью не определение точных запасов, ибо подобные задачи не входят в круг деятельности Академии Наук СССР, а установление размеров оруденения и проверку высказанных ранее соображений о гидротермальном происхождении этого типа месторождений.

Затем было намечено продолжение геолого-петрографических исследований на водоразделе Башкаус-Чулышман для более подробного изучения истории развития глубинного вулканизма и процессов оруденения, связанных с ультраосновной и кислой магмами.

Кроме того, по настоянию акад. В. А. Обручева были намечены еще три следующие задачи: 1) изучение геологического строения Холзунского хребта, 2) изучение геоморфологии и четвертичных отложений, 3) изучение стратиграфии докембрийских отложений.

Необходимость изучения Холзунского хребта вызывалась тем, что в последние годы геологическими партиями различных учреждений было собрано довольно много материалов, осветивших геологическое строение различных частей Горного Алтая, но Холзунский хребт остался совершенно неизученным. Между тем его близость к Катунским Альпам, в которых было обнаружено молибденовое оруденение, а также географическое положение Холзунского хребта, расположенного на западе Горного Алтая и являющегося связующим звеном между Горным и Рудным Алтаем, — все это требовало немедленной постановки геологических исследований этого совершенно неисследованного хребта.

Изучение геоморфологии и четвертичных отложений имело целью восполнить крупный пробел в изучении новейшей истории геологического развития Горного Алтая, ибо до последнего времени геологи сосредоточивали свое внимание преимущественно на исследовании дочетвертичных образований и их полезных ископаемых; географы же занимались только изучением современного и древнечетвертичного оледенения, оставляя в стороне историю развития речных долин. Однако уже было известно, что история развития Горного Алтая в четвертичный период весьма сложна; кроме того, в 1936 г. было установлено, что в Калбинском хребте древнечетвертичные отложения имеют промышленное значение, так как с ними местами связаны россыпные месторождения золота и оловянного камня. Поэтому изучение истории развития речных долин Горного Алтая необходимо было произвести незамедлительно.

Кроме того, точное знание истории развития четвертичных отложений необходимо и для правильного применения шлихового метода при поисках коренных месторождений полезных ископаемых.

Изучение докембрийских отложений было вызвано следующими соображениями. Во-первых, свыше 25% площади Горного Алтая представлено сложным комплексом метаморфических сланцев, которые в большинстве мест лишены органических остатков, вследствие чего геологический возраст этих сланцев остается неопределенным, за редкими исключениями. Между тем все процессы оруденения приурочены именно к этому комплексу пород. Во-вторых, в последние годы — на основании новых наблюдений, доказавших весьма сложное строение этого комплекса метаморфических пород, и на основании находок органических остатков в некоторых свитах, — между различными исследователями возникли крупные теоретические разногласия. Сущность этих разногласий сводилась к тому, что одни исследователи решительно отрицали наличие докембрийских образований среди метаморфических пород; другие же, наоборот, не только относили значительную их часть к докембрию, но даже расчленяли их на протерозой и археозой. В-третьих, отсутствие органических остатков в метаморфических свитах привело к тому, что в последние годы почти каждый геолог создавал в пределах изучаемого им участка обособленную стратиграфию, не связанную со стратиграфией других мест, и давал изученным им свитам местные названия; если же иногда и делались попытки сопоставления сходных формаций, то без достаточного обоснования.

Такой способ работы привел к тому, что в настоящее время местами установлены свиты, безусловно одновозрастные, но имеющие различные названия; кроме того, существуют и заведомо разновозрастные свиты, которым дано одинаковое название; наконец, местами одни и те же свиты в одном и том же месте подчас имеют различные названия, данные им разными исследователями в различное время. Достаточно сказать, что по подсчету, далеко не полному, мы имеем теперь не меньше 25 различных названий для свит, входящих в состав комплекса метаморфических осадков Горного Алтая, причем лишь очень немногие содержат остатки организмов.

В виду этого всякая попытка подойти серьезно к обобщению наблюдений, произведенных в последние годы, встречает такие большие препятствия, обойти которые нельзя без углубленного изучения отдельных, наиболее показательных участков.

Основной задачей в этой сложной работе является прежде всего точное доказательство наличия докембрийских отложений и установление границы между палеозоем и докембрием, а также размера перерыва между ними. Кроме того, в случае обнаружения заведомо докембрийских образований возникает задача их расчленения; в частности, становится необходимым выяснить условия и время образования тех гнейсов и других кристаллических сланцев, которые относятся некоторыми исследователями к археозою.

Разрешение этой сложной задачи необходимо для того, чтобы дать верные установки дальнейшим работам по изучению геологического строения Горного Алтая и тем самым обеспечить составление правильной сводной геологической карты. Кроме того, ее разрешение должно показать, является ли одинаковой или существенно различной история геологического развития Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого Алатау в древнейшие времена истории Земли.

Наконец, решение этой задачи необходимо и для практических целей, а именно для выяснения условий образования докембрийских отложений, ибо в последние годы некоторые исследователи начали приходить к мысли

о том, что с докембрийскими (протерозойскими) отложениями Сибири генетически связаны железо-марганцовые и кремнисто-железные руды, а также доломиты и, быть может, магнезиты.

На основании вышеуказанных исследований были представлены следующие научные отчеты:

1. Ю. А. Арапов и Н. Я. Монахов. Геолого-петрографический очерк северного склона Холзунского хребта (верховья р. Коксы).

2. Д. Н. Михалев. Востокское и другие месторождения марганца в северной Ойротии и Горной Шории, их промышленное значение и условия образования.

3. К. В. Радугин. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая.

4. А. Н. Чураков. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов.

5. Ю. А. Петрович. Геологическое строение окрестностей с. Онгудай.

6. Г. Д. Афанасьев. Материалы по петрографии и геохимии Горного Алтая (бассейны рр. Башкаус и Чулышман).

7. Проф. В. И. Лучицкий, Р. С. Хруст и К. А. Шуркин. Геолого-петрографические исследования в северо-восточной части Катунских Альп.

8. Е. Н. Щукина. Четвертичные отложения и история развития рельефа рек Чуи, а также среднего и нижнего течения Катунь.

9. Е. Н. Щукина. Третичные отложения Чуйской и Курайской степей Горного Алтая.

Все эти девять отчетов предполагается издать в виде двух томов, причем первые пять из указанных отчетов, уже подготовленных к печати, составляют первый том.

Чтобы дать общее представление об основных теоретических и практических итогах геологической части Ойротской комплексной экспедиции, рассмотрим вкратце содержание всех этих отчетов за оба года.

Исследование северного склона Холзунского хребта, произведенное Ю. А. Араповым и Н. Я. Монаховым, прежде всего впервые дало геологическую карту для площади в 3000 км² в масштабе 1 : 200 000.

Геологический возраст осадочных метаморфических пород, слагающих эту обширную площадь, остался, к сожалению, невыясненным, так как органические остатки в них не были обнаружены. Однако исследователи высказали совершенно правильную мысль о том, что самая древняя свита метаморфических сланцев, прорванная основными и ультраосновными породами, является эквивалентом такого же литолого-петрографического комплекса пород, который лежит в основании всех осадочных формаций Рудного Алтая, расположенного непосредственно к западу, ибо там метаморфическая толща также прорвана ультраосновными породами.

Я полагаю, что это — первый и безусловно верный шаг на пути к сопоставлению древних свит Горного и Рудного Алтая. Больше того, у некоторых исследователей уже зреет мысль о том, что сильно метаморфизованные ультраосновные интрузивы в Красноярском крае, на юго-востоке Западной Сибири и, в частности, в Горном Алтае имеют протерозойский возраст. Если это мнение подтвердится, то мы тем самым получим возможность отнести к протерозою древние осадочные свиты не только юго-западной части Горного Алтая, но и Рудного Алтая, поскольку они прорваны ультраосновными породами.

Поиски в Холзунском хребте рудных месторождений — преимущественно молибдена и вольфрама — не увенчались успехом. Но само отсутствие признаков молибденового и вольфрамового оруденения весьма знаменательно и вполне понятно, так как на изученной площади не были обнару-

жены те своеобразные биотитовые граниты, с которыми в соседних Катунских Альпах генетически связаны месторождения этих металлов. Правда, шлиховое опробование, произведенное в долинах многих рек, показало наличие в их наносах монацита, шеелита, золота и оловянного камня, но в незначительных количествах; впрочем, в одной из рек количество монацита достаточно велико.

Из нерудных ископаемых существенно важный интерес представляют одно новое месторождение микрокварцита и несколько новых месторождений поделочных камней. Лабораторные испытания микрокварцита показали, что он является прекрасным абразивным материалом и по своим качествам оказался значительно выше так называемого «белоречита», который выпускается трестом «Русские самоцветы» в качестве заменителя арканзасского камня.

Что касается месторождений поделочных камней, которые оказались очень красивыми, то они вновь напоминают нам о том, что Алтай, который издавна приобрел мировую известность своим исключительным богатством многочисленных разновидностей облицовочного и поделочного камня, нами незаслуженно забыт. Мы должны вспомнить об этих ископаемых и вновь начать их разработку, — особенно теперь, когда мы с особенной заботливостью начинаем украшать наши города художественно оформленными зданиями.

Разведка Бостокского железо-марганцевого месторождения дала очень важные результаты. Открытое и предварительно исследованное Западно-сибирским геологическим трестом, оно было забраковано, как непромышленное. Впоследствии, на основании исследований А. Д. Кузовлева и Г. Д. Афанасьева, было установлено, что оно содержит довольно много марганцевой руды.

В виду того, что Кузнецкий металлургический комбинат имени И. В. Сталина заинтересован в возможности иметь местную марганцевую руду, разведочные работы Д. Н. Михалева имели целью выяснить качество руд, объем месторождения, а главное — выявить его гидротермальное происхождение.

Между тем разведка, произведенная Д. Н. Михалевым, дала иные результаты. Во-первых, она показала, что железо-марганцевые образования ни в какой мере не являются марганцевыми рудами, так как даже наиболее обогащенные участки содержат незначительное количество марганца. Во-вторых, запасы этих образований настолько невелики, что при самых скромных требованиях это месторождение не может считаться промышленным даже для кустарной разработки. В-третьих, разведочная штольня, которой было подсечено это месторождение, показала, что скопление марганцево-железных образований не продолжается даже на глубину 10 м, т. е. совершенно не связано с гидротермальными процессами, а обусловлено процессами выветривания.

Кроме того, осмотр других аналогичных рудных точек, расположенных в Горной Шории, т. е. к СВ от Бостокского месторождения, показал, что и они по всем признакам являются месторождениями выветривания. Необходимо отметить, что правильность этих выводов была подтверждена специально созданной экспертизой по отчетным материалам всех исследований, произведенных различными геологами на этом месторождении.

Несмотря на отрицательные итоги, разведка, произведенная Д. Н. Михалевым, имеет большое практическое и теоретическое значение. Во-первых, запасам Бостокского месторождения и качеству его руд дана исчерпывающая и правильная оценка. Во-вторых, эта разведка дает теперь иное направление исследовательской мысли.

Дело в том, что по вопросу о происхождении железо-марганцевых месторождений в Западной и Средней Сибири за последние 8 лет возникли две

диаметрально противоположные теории: одна из них считала все эти месторождения корой выветривания мелового или третичного периода; другая же рассматривала их как гидротермальные месторождения более древнего возраста. Вторая теория быстро завоевала себе внимание многих геологов и в последние годы стала господствующей; в частности, именно в свете этой второй теории недавно производилось и глубокое бурение на Мазульском железо-марганцевом месторождении около г. Ачинска.

По первоначальному плану разведка Бостокского месторождения и должна была прежде всего окончательно доказать правильность гидротермальной теории. Но практика опровергла это предположение. Теперь, поскольку Кузнецкий металлургический комбинат весьма заинтересован в получении местной марганцевой руды, поиски новых месторождений марганца надо вести, исходя прежде всего из теории выветривания. Однако нельзя упускать из виду и вторую теорию, поскольку одно Бостокское месторождение еще не дает права совсем исключать ее для Сибири.

Изучение древних метаморфических свит с целью установления их докембрийского (протерозойского) возраста было произведено А. Н. Чураковым в Айгулакском и Курайском хребтах, т. е. на юго-востоке Горного Алтая. Там, на площади в 600 км², для которой составлена геологическая карта в масштабе 1 : 100 000, был обнаружен мощный комплекс слабо метаморфизованных осадочных пород, которые состоят из двух свит, литологически неотличимых от таких же двух свит южной части Средней Сибири, где доказан их протерозойский возраст.

В верхней свите Айгулакского и Курайского хребтов были открыты ледниково-морские осадки, т. е. точно такие же образования, которые уже известны в протерозойских отложениях Средней Сибири, а именно в Кузнецком Алатау, в Восточном Саяне и в Енисейском кряже, где они являются стратиграфическим горизонтом палеонтологически немых отложений.

Следовательно, открытие следов протерозойского оледенения в древних отложениях юго-востока Горного Алтая не только доказывает протерозойский возраст этих последних, но и является ключом для сопоставления этих отложений с немymi толщами в других частях этой горной страны, если в них также будут обнаружены ледниково-морские осадки.

В частности, геологические исследования, произведенные Ю. А. Петровичем около с. Онгудай, т. е. в центре Алтая, обнаружили в одной из метаморфических свит такие образования, которые с очень большой долей вероятности можно считать ледниково-морскими отложениями, что говорит о протерозойском возрасте и этих свит.

Вместе с тем исследования Ю. А. Петровича, произведенные на площади 300 км², дали новые представления о стратиграфии древних отложений этой части Алтая, так как ему удалось объединить в одну толщу те палеонтологически немые образования, которые до сих пор разделялись на три разновозрастные формации.

Наконец, произведенное теперь изучение литературных первоисточников также показывает, что есть очень веские основания найти протерозойские ледниково-морские образования и в северной части Горного Алтая и даже в Горной Шории.

Небезынтересно отметить, что эта работа по изучению докембрия была выполнена в то время, когда в Москве на XVII сессии Международного Геологического Конгресса была создана Международная комиссия по сопоставлению протерозойских отложений земного шара, которая в числе трех научных проблем наметила изучение ледниковых отложений протерозойской эры.

Исследования К. В. Радугина, ценные также для установления протерозойского возраста древних отложений, были сосредоточены в северной части Горного Алтая и охватили значительную площадь, расположенную

к западу и к востоку от долины Катунь вокруг курорта Чемал. Эти исследования бесспорно доказали протерозойский возраст древних метаморфизованных отложений, ибо на размытой поверхности этих дислоцированных толщ несогласно залегают кембрийские известняки с археоциатами.

Замечательно, что и здесь в протерозойских отложениях открыты образования, которые исследователь называет тиллитоподобными, т. е. склонен рассматривать их как ледниково-морские осадки; только они еще не изучены с надлежащей полнотой. Вместе с тем стратиграфия протерозойских и кембрийских отложений около Чемала оказалась значительно сложнее стратиграфии тех же отложений на юго-востоке Алтая. Значение этого различия заключается в том, что эти выводы К. В. Радугина почти полностью совпадают с его выводами по стратиграфии протерозоя и кембрия Горной Шории; в то же время выводы А. Н. Чуракова по стратиграфии протерозоя и кембрия на юго-востоке Алтая в основном совпадают с той стратиграфией, которая была разработана им для отложений того же возраста на юге Средней Сибири. Разъяснение причин столь больших разногласий — дело будущих исследований.

Петрографо-геологические исследования, произведенные Г. Д. Афанасьевым в течение 2 лет на юго-востоке Алтая в бассейне верхних течений Башкауса и Чулышмана, дали много нового материала, представляющего безусловно большой научный интерес, причем не исключена возможность, что некоторые данные со временем приобретут и практическое значение. Так, впервые составлена литолого-петрографическая карта в масштабе 1 : 300 000 для площади свыше 2000 км². Кроме того, достаточно подробно охарактеризованы различные проявления глубинного и поверхностного вулканизма с установлением их относительного и отчасти геологического возраста. Наконец, весьма подробно описаны процессы оруденения, причем установлены следующие закономерности. С ультраосновными интрузивами связаны проявления магнетитового, хромитового, магнезитового, асбестового и повышенного никелевого оруденения. В двух же разновозрастных гранитных интрузиях, породы которых располагаются по линиям древних разломов двумя параллельными поясами, установлено, что с молодыми гранитами связаны пегматитовые жилы с минералами, содержащими ниобий, тантал, бериллий, редкие земли и радиоактивные элементы.

В связи с этими гранитами обнаружено и сульфидное оруденение, отличительной особенностью которого является наличие мышьяка и кобальта; в частности небезынтересно отметить, что из отдельных образцов одни дают свыше 13% мышьяка, а другие 1.5% кобальта. Кроме того, в порфирах, вероятно генетически связанных с молодыми гранитами, были обнаружены и признаки полиметаллического оруденения.

Наконец, существенным достижением этих исследований является разгадка происхождения гнейсов Курайского хребта, которые до сих пор считались гнейсами археозойского возраста, но в действительности оказались более молодыми инъекционными гнейсами.

Геолого-петрографические исследования, произведенные Р. С. Хрустом и К. А. Шуркиным под руководством проф. В. И. Лучицкого на северном склоне Катуниских Альп, дали геологическую и геоморфологическую карты для площади в 2400 км², которая до сих пор едва была затронута геологическими исследованиями. Геологический возраст распространенных здесь осадочных метаморфических сланцев остался неустановленным из-за отсутствия органических остатков. Тем не менее все же сделан шаг вперед в отношении понимания их возраста, так как удалось доказать, что кристаллические сланцы, составляющие часть метаморфического комплекса, являются производными сравнительно молодого контактового метаморфизма, а не докембрийскими сланцами, которые приобрели свой современный облик еще в докембрийское время, как думали раньше.

Главный итог этих исследований заключается не в изучении стратиграфии и тектоники метаморфических свит, а в подробном изучении магматических пород, что дало весьма много нового. Так, было установлено, что граниты принадлежат двум разновозрастным интрузиям, породы которых располагаются двумя поясами. При этом оказалось, что древние граниты являются безрудными, а молодые, которые к тому же отличаются своеобразными петрографическими особенностями, являются источником молибденового оруденения.

Два новых месторождения молибденита были найдены в верховьях р. Курагана, а третье, расположенное в бассейне р. Ак-кем и уже раньше известное, было сравнительно подробно изучено.

Промышленная ценность этих месторождений осталась невыясненной, так как разведочные работы не входили в план работ экспедиции; но важно подчеркнуть, что была установлена связь молибденового оруденения с гранитами определенного типа, показана приуроченность оруденения к контактам этих гранитов с боковыми породами и нанесены на карту площади распространения этих гранитов.

Короче говоря, для поисков новых месторождений молибденита были созданы те теоретические предпосылки, которые и нужны разведчикам.

Интересно отметить, что В. А. Кузнецов, который по заданию Союзредметразведки впоследствии производил исследование тех же мест, воспользовался наблюдениями Ойротской комплексной экспедиции и уточнил вышеизложенные выводы. Он показал, что молибденовое оруденение принадлежит различным типам, которые связаны не с одной, а по крайней мере с двумя разнотипными интрузиями, что еще больше повышает ценность этого участка Катунских Альп, увеличивая вероятность нахождения новых рудных точек.¹

Исследование геоморфологии и четвертичных отложений, произведенное Е. Н. Щукиной в среднем и нижнем течении Катуни и в долине ее самого крупного притока р. Чуи, дало общую картину истории развития этой главной реки Горного Алтая, причем выяснена сложная зависимость между молодыми тектоническими движениями, явлениями двукратного четвертичного оледенения, деятельностью текущих вод и процессами выветривания. Эта работа является новым вкладом в сложное дело изучения четвертичных, в частности ледниковых отложений Сибири, разработка стратиграфии и параллелизация которых начата в Сибири не столь давно.

Кроме того, изучение литологических особенностей рыхлых отложений выявило много нового для оценки качеств и площадей распространения рыхлых строительных и дорожных материалов, расположенных в долинах Чуи и Катуни, что имеет немаловажное значение для дальнейшего развития тех путей сообщения, которые пролегают в долинах этих рек. Наконец, этими исследованиями намечены и новые удобные места для развития луговодства.

Дополнительно Е. Н. Щукина произвела исследование стратиграфии и тектоники третичных отложений в Чуйской степи, уточнив положение промышленных бурых углей в общем стратиграфическом разрезе и наметив возможное расширение к югу площадей распространения угленосных третичных отложений. Изучение тектоники этих отложений позволило сделать новые выводы о времени и особенностях первых проявлений молодых тектонических движений в юго-восточной части Горного Алтая.

Кроме того, эти исследования вносят существенную поправку в определение геологического возраста ртутного оруденения, ибо теперь не приходится сомневаться в том, что ртутное оруденение имеет дотретичный возраст, хотя до сих пор оно считалось послетретичным.

¹ В. А. Кузнецов. Интрузивные массивы и молибденовое оруденение северного склона Катунских Альп. — Вестн. Зап.-Сиб. геолог. треста, 1938, № 2.

Наконец, Е. Н. Шукиной произведено сопоставление тектоники третичных отложений юго-восточного Алтая с тектоникой тех же отложений в Зайсанской котловине и в Южном Алтае, что дало возможность сопоставить и отождествить не только время возникновения, но и формы проявления тектонических движений конца третичного и начала четвертичного периодов на обширной площади Горного и Южного Алтая. Эти исследования по тектонике третичных отложений являются преддверием для правильного понимания условий образования современного рельефа Горного Алтая и законов распределения в нем различных типов четвертичных отложений.

Можно без ошибки сказать, что произведенные исследования дали немало нового и в практическом и в теоретическом отношении, особенно если учесть кратковременность работ экспедиции.

Поэтому данные исследования, временно прерванные, необходимо продолжить. Надо иметь в виду, что Горный Алтай представляет такой участок, в котором особенно легко решать теоретические задачи, связанные с изучением самых древних и самых последних страниц летописи земной коры. Кроме того, дальнейшее изучение рудоносности Алтая несомненно откроет нам новые точки оруденения, а может быть и месторождения нового типа. Достаточно сказать, что мы до сих пор еще не обнаружили то место, где на Алтае был найден в россыях тантал.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Труды Ойротской комплексной экспедиции, геология, т. I. 1941

Ю. А. АРАПОВ и Н. Я. МОНАХОВ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРНОГО СКЛОНА
ХОЛЗУНСКОГО ХРЕБТА (верховья р. Коксы)

ВВЕДЕНИЕ

Холзунский хребет расположен на границе между Рудным и Горным Алтаем и является водоразделом между притоками р. Коксы, впадающей в р. Катунь, с одной стороны, и притоками рр. Бухтармы и Убы, впадающими в р. Иртыш — с другой. В административном отношении обследованная площадь относится к Усть-Канскому и Усть-Коксинскому аймакам Ойротской автономной области, входящей во вновь образованный Алтайский край. Эта часть Ойротской автономной области расположена непосредственно у границы с Казахской ССР, и пограничная линия между этими частями Советского Союза проходит по осевой части Холзунского хребта.

Границами обследованной площади (рис. 1), расположенной между $50^{\circ}10'$ и $50^{\circ}40'$ с. ш. и $84^{\circ}00'$ и $85^{\circ}10'$ в. д. от Гринвича, являлись водораздел рр. Красноярки и Бирюкса с востока, осевая часть Холзунского хребта с юга и Коксинские белки с запада. Северная граница идет сперва по водоразделу рр. Коксы и Кумира (Коргонские и Кумирские белки), а затем по рр. Татарке и Коксе. Расположенный за осевой частью район южных и юго-западных склонов Холзунского хребта был обследован лишь двумя беглыми маршрутами в верховья рр. Хамира и Убы. Эти маршруты были предприняты, главным образом, для осмотра гранитных интрузий на рр. Хамире (рис. 2) и Убе и для увязки данных съемки с составленной ранее картой южных склонов хребта. Систематические геологопоисковые и съемочные работы проводились лишь в пределах Ойротской автономной области, причем обследованная и заснятая в масштабе 1 : 200 000 площадь достигает 3000 км².

До наших работ описываемая часть Холзунского хребта была очень мало изучена в геологическом отношении. Холзунский хребет в 1908 г. был посещен геологом Г. Г. Петцом, трагически погибшим в начале работ при переправе через приток р. Коксы — р. Баянкую, а в 1914 г. акад. В. А. Обручевым, пересекшим хребет по направлению дороги из дер. Абай в Зыряновск [13]. Большая часть прилегающих с юга районов Рудного Алтая была заснята в течение последних лет геологами Н. Н. Куреком [6], В. В. Груза [1] и Н. Ф. Катковой. Район Кумирских, Коргонских и Чарышских белков также был в последние годы, в связи с поисками железорудных месторождений, довольно детально обследован и заснят геологами А. И. Гусевым [2], В. Ф. Сперанским [15], В. А. Кузнецовым и А. С. Митропольским [5], а также некоторыми другими исследователями. Таким образом, обследование Холзунского «белого пятна» составило одну из неотложных задач начатых в последние годы систематических работ по изучению геологии и полезных ископаемых Горного Алтая, что было необходимо для увязки геологических съемок по Рудному и Горному Алтаю.

Помимо этого обстоятельства, необходимость геологопоисковых и съемочных работ на Холзунском хребте в 1937 г. стимулировалась тем, что эта часть Горного Алтая расположена между двумя районами с установленными месторождениями молибдена и вольфрама. В пределах Рудного Алтая к СЗ от Холзуна расположены Колыванское, Белоречское и другие мелкие молибдено-вольфрамовые месторождения, а к ЮВ, в районе горы Белухи, находятся выявленные экспедицией Академии Наук СССР в 1936 г. Аккемское

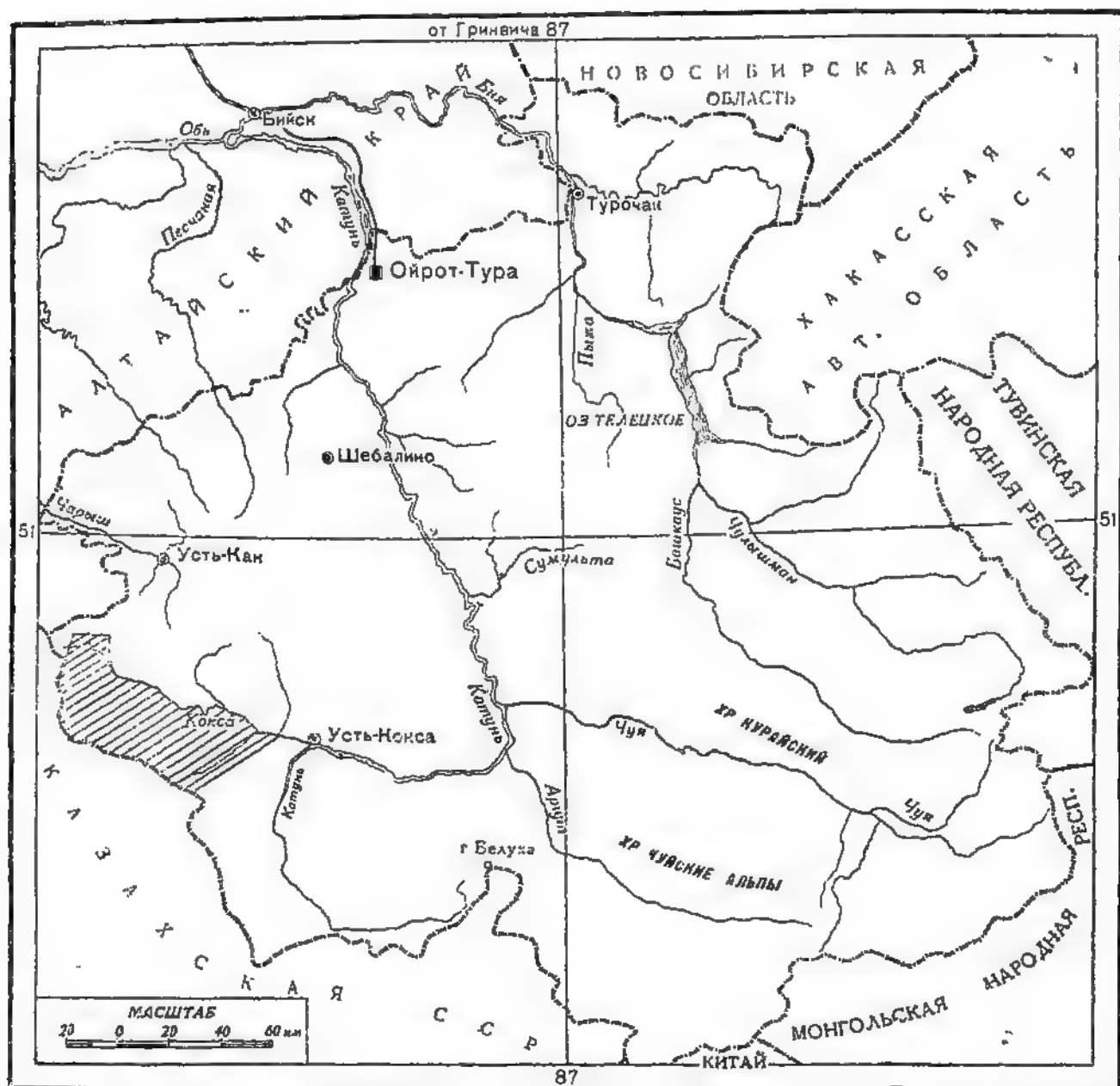


Рис. 1. Горный Алтай. Заштрихована площадь, исследованная Ю. А. Араповым и Н. Я. Монаховым.

и Кураганское молибденовые месторождения. К сожалению, это предположение, как будет видно из дальнейшего, не оправдалось, так как съемочные работы показали, что биотитовые граниты, с которыми принято на Алтае связывать молибдено-вольфрамовое оруденение, расположены вне пределов обследованного района, на южных склонах Холзунского хребта.

В виду того, что основной задачей работ отряда были поиски месторождений молибдена и вольфрама, а работа по геологической съемке явилась второстепенной задачей, район работ не пересекался равномерной сетью маршрутов. Наибольшее количество маршрутов было проведено в области распространения интрузивных пород, с которыми могли быть связаны рудные месторождения, а некоторые участки района, сложенные метаморфи-

ческими сланцами, были пересечены лишь сравнительно редкими маршрутами.

В составе отряда работали начальник отряда геолог Ю. А. Арапов, геолог Н. Я. Монахов, старший коллектор В. М. Дуганов (студент 5-го курса Ленинградского государственного университета, частично участвовавший в камеральной работе), а также трое-четверо рабочих. Работа по изучению Холзунского хребта проводилась 2 месяца (с 4/VI по 5/VIII 1937 г.), а затем отряд по решению руководства экспедиции был переброшен в Чуйские Альпы для изучения полиметаллических месторождений в районе горы Куркурек.

Благодаря напряженной работе всего коллектива работников отряда за этот короткий срок удалось обследовать площадь около 3000 км², причем



Рис. 2. Долина р. Хамир.

в части района пришлось составлять глазомерную топографическую основу. Весь район работ расположен в пределах листа 14 ряда XI десятиверстки (1 : 420 000) генерального штаба, переизданной без исправлений в 1922 г. Детальность и качество этой карты не удовлетворяли требованиям проводимой работы. К счастью, во время полевых работ отряду удалось для большей части района получить карту масштаба 1 : 200 000 (планшет М-45-ХIII), составленную в 1935 г. Эта карта составлена достаточно хорошо и почти без ошибок; но, к сожалению, для западной части района пришлось руководствоваться лишь 10-версткой, внося исправления на основании данных глазомерной съемки.

ГЕОГРАФО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Холзунский хребет, служащий водоразделом между бассейнами рр. Оби и Иртыша, является самым высоким среди хребтов Западного Алтая. Средние абсолютные высоты Холзуна достигают 2300—2400 м. От р. Коксы, протекающей на севере приблизительно параллельно хребту, его водораздельная часть отстоит на расстоянии 25—30 км. Наиболее крутые элементы рельефа наблюдаются в западной и восточной частях хребта, где развиты эффузивные породы; средняя же часть хребта — второстепенные водоразделы между притоками Коксы, сложенные преимущественно сланцами метаморфической свиты, — имеет более мягкие очертания. Сама водораздельная часть Холзуна лишена лесов и покрыта альпийскими лугами; но в области

распространения эффузивных пород она скалиста и почти лишена растительности. Местами на этих заросших травой и редким кустарником вершинах лежит большими пятнами снег, от которого и произошло местное название «белки» для высокогорной части хребтов Алтаи. Вид с этих белков на окружающие горы, белеющие вдали снежные вершины Катунских Алы и на



Рис. 3. Долина р. Карагай.

лежащие внизу широкие речные долины, покрытые высокой травой и кустарником и окаймленные густым лесом, исключительно красив. Нижевые альпийских лугов склоны Холзунского хребта покрыты сперва редким, а затем густым кедровым лесом, который по направлению к речным долинам сменяется лиственницей, елью и другими деревьями, спускающимися вплоть до широких речных долин, покрытых травами и кустарником.

Главной рекой района является Кокса, принимающая ряд притоков с северо-восточных и северных склонов Холзунского хребта, с восточных склонов Коксинских белков и с белков, расположенных к северу от нее (Чарышский хребет, Тюгүрюкский белок и др.). Началом р. Коксы считается место слияния рр. Коксочки и Ночной. От этого места до впадения в р. Ка-



Рис. 4. Холзунский хребет.

тупь Кокса, принимая ряд притоков и постепенно расширяясь, имеет около 120 км длины. Основными правыми притоками, бегущими с Холзуна, являются рр. Хайдун (впадающая в Коксочку), Карагай, Банная и Красноярка. Крупными левыми притоками являются рр. Татарка, Улучжай, Абай, Юстик и Тюгүрюк (рис. 3 и 4).

Большая часть р. Коксы сравнительно широка (20—25 м), и берега ее покрыты хвойным лесом и тальником, которые местами сменяются неболь-

шими лугами. Летом после паводков вода в Коксе становится совершенно прозрачной и имеет голубоватый оттенок, который и обусловил ее название (кок — голубой, су — вода). Река течет на большей части своего протяжения сравнительно медленно (6—7 км/час), летом она довольно мелка (от 0.7—1.2 м глубины) и переправа через нее возможна во многих участках. Но после сильного дождя река быстро взбухает и тогда становится опасной даже для переправы на лошадях. Во многих местах Коксы (особенно в верховьях) часто наблюдаются излучины и старицы, в промежутках между которыми она выпрямляет свое русло и более похожа на быструю горную реку. На всем своем протяжении р. Кокса доступна для проезда на лодке и лишь около устья — перед выходом в широкую Уймонскую степь — она сжимается скалами у Синего борма. Во многих местах на Коксе можно заметить отчетливые аллювиальные, а иногда структурные террасы. Первая (пойменная) лежит на высоте 0.5—1.5 м над современным уровнем реки, вторая — на высоте 3—5 м и третья (верхняя) 10—15 м.

Строение долин боковых притоков р. Коксы — рр. Хайдуна, Коксочки, Карагая, Банной, Красноярки, Шильдяна и др. — также очень своеобразно.

Верховья этих притоков во многих случаях имеют вид широких речных долин, со сравнительно мягкими склонами, покрытыми альпийскими лугами, и обладают пологим стоком. В самых верховьях здесь во многих местах сохранились еще следы древнего оледенения в виде остатков цирков, каров, небольших озер, подпругенных моренами, и отчетливых боковых, а иногда и конечных морен (р. Кольда). Особенно отчетливо следы этого оледенения сохранились в верховьях рр. Хайдуна, Банной, Кольды и Ночной. Ниже ледниковых цирков здесь нередко наблюдается широкое плато остаточного пещиплена, покрытое валунно-галечными отложениями ледникового происхождения. Бегущие из снежников, расположенных в карах, реки текут среди этих отложений очень медленно, имеют старческий характер и часто образуют на своем пути многочисленные меандры, переходящие в заболоченные участки. Подобный характер рек на белках отчетливо указывает нам на то, что современный эрозионный процесс не достиг еще полного развития и что в верховьях рек сохранился первоначальный пещиплен, поднятый в связи с последними тектоническими процессами.

Исследования, произведенные в 1937 г., подтвердили указания В. А. Обручева [13] о том, что в пределах Холзуна современные ледники не сохранились. Свежесть боковых и конечных морен в цирках некоторых ледников (р. Хайдун) и наличие больших снежников в малоразрушенных карах указывают нам, что последние ледники растаяли здесь сравнительно недавно.

Значительная часть воды, образующейся при таянии снегов, задерживается в бесчисленных заболоченных участках и озерах, развитых на белках, и это обеспечивает более равномерное питание рек в течение лета.

Средние высоты описываемой верхней части долин рек лежат между абсолютными высотами 1900—2100 м. Ниже процессы современной эрозии выступают отчетливее, и рельеф становится более расчлененным. Там начинается уступ, по которому течение реки становится значительно более быстрым, и она приобретает характер типичного горного потока. Долины рек приобретают V-образный характер, крутые склоны и часто имеют небольшие пороги и водопады. Следы древнего оледенения и речные террасы незаметны. Особенно заметен такой характер первого уступа в верховьях первого рукава р. Карагая — р. Тигельды и в верховьях рр. Банной и Быстрой (приток Банной). Затем, начиная с высоты 1700—1800 м, течение рек снова становится более спокойным, их долины несколько расширяются и довольно часто сохраняют как древние террасы, так и довольно широкую современную надпойменную террасу.

На высоте 1400—1500 м местами мы наблюдали новое сужение долины, характеризующее второй уступ в продольном профиле реки. Он часто бывает

менее отчетлив, чем первый, но хорошо заметен по рр. Карагаю и Банной. Склоны гор здесь снова близко подступают к реке, которая быстро течет в узкой современной долине, интенсивно размывая коренные породы.

Затем на высоте 1200—1300 м долины боковых притоков и верховьев р. Коксы снова заметно расширяются и имеют мягкий корытообразный поперечный профиль. Такой характер речных долин притоков Коксы в большинстве случаев сохраняется до самого их устья. Ширина долины рр. Ночной, Карагая, Банной достигает 1—1.5 км, и они ограничиваются сравнительно мягкими отрогами Холзунского хребта. Течение рек снова становится спокойным, и нередко они образуют излучины и старицы. Эти широкие речные долины, покрытые густой травой и редким кустарником, являются прекрасными пастбищами и служат одной из основных баз для животноводства.

Ширина этих долин далеко не соответствует современной мощности рек, и это обстоятельство наводит на мысль о том, что, быть может, их образование связано с первым древним оледенением, широко охватившим Горный Алтай.

На самой Коксе, так же как и на притоках, нередко сохраняются две древние аллювиальные и структурные террасы, лежащие на высотах 3—5 и 10—15 м над современным уровнем реки.

Сопоставляя характер речных долин притоков р. Коксы с долинами рек, бегущих по южным склонам Холзунского хребта и относящихся к системе р. Иртыша, мы замечаем у последних ряд отличительных черт. В то время как для большей части притоков р. Коксы характерны сравнительно спокойное течение и широкий корытообразный профиль долины, а уступы наблюдаются на небольших участках, притоки, бегущие в р. Иртыш, имеют характер типичных горных потоков, стремительно скатывающихся с Холзунского хребта по узким, часто V-образным долинам. Следы древнего пепеплеца, не размытого эрозией, здесь наблюдаются лишь в самых верховьях рек, а следы древнего оледенения гораздо менее отчетливы. Эта разница в строении долины обусловлена значительно более низким эрозионным уровнем долины р. Иртыша, как это правильно отметил В. П. Нехорошев [8].

Средние абсолютные высоты основных водораздельных хребтов (Холзун, Коксинские и Кумирские белки) и отдельные вершины в описываемом районе достигают 2300—2400 м и таким образом превышают долину р. Коксы, протекающей на абсолютной высоте 1100—1200 м, более чем на 1000 м. При средней длине в 25—30 км для более крупных притоков, берущих начало в белках, это дает падение 25—30 м в среднем на 1 км; но, как уже отмечалось, крутизна падения рек в различных участках колеблется. В средней части Холзунского хребта, в верховьях рр. Карагая и Банной, водоразделы пологи и имеют настолько слабый сток, что определить осевую часть хребта без нивелировочных работ местами трудно. Более отчетливы водоразделы в западной и восточной частях Холзуна. Наиболее отчетливый профиль имеет Холзунский хребет в верховьях рр. Хайдуна и Коксочки. Здесь же находится наиболее высокая вершина хребта — гора Гульбище, имеющая абсолютную отметку в 2674 м. Другие крупные вершины, т. е. гора Чемчедой (2529 м) и Безымянная гора (2593 м), расположены в верховьях р. Шиды (приток р. Карагая) и правых притоков р. Банной.

Водоразделом между притоками Коксы и Бухтармы является, собственно, Холзунский хребет, имеющий почти широтное направление. В верховьях р. Хайдуна водораздел круто поворачивает на север и носит название Коксинских белков, за которыми расположены верховья р. Убы. В верховьях р. Ночной Коксинские белки переходят в Кумирские, являющиеся водоразделом между рр. Кумиром и Коксой. Последние в верховьях первых левых притоков р. Коксы переходят в вытянутый в СВ направлении Чарышский хребет, отделяющий эту реку от верховьев р. Чарыша. От этой основной водораздельной системы гор отходит ряд боковых отрогов, являющихся водоразделами между притоками главных рек.

Средние отметки осевой части мало отличаются от высот боковых отрогов, и например белок Тюрельда, расположенный почти у самой р. Коксы, имеет высоту 2134 м. Благодаря этому обстоятельству весь район вырисовывается в настоящее время как горное плато, представляющее собой древний пенеплен, поднятый в связи с педавшими тектоническими процессами. Это плато размывается в настоящее время современными речными долинами, обусловившими довольно расчлененный рельеф горной страны. Описываемому горному плато может быть противопоставлена Абайская степь, лежащая на северо-восточной границе изученного района и представляющая собой впадину, находящуюся на высоте 1100—1200 м.



Рис. 5. Селение Суазар.

Приведенная нами краткая геоморфологическая характеристика района, сопоставляемая с геоморфологическими данными для соседних участков Алтая, позволяет нам сделать следующие выводы. Идею о том, что современный Алтай является молодой горной страной, образовавшейся в результате перемещения отдельных крупных глыб вдоль мощных разломов в конце третичного или начале четвертичного периода, впервые блестяще разработал акад. В. А. Обручев [13]. Им же впервые была выдвинута мысль о том, что древнее оледенение на Алтае было широко развито и занимало громадные площади. Работы дальнейших исследователей, т. е. В. П. Нехорошева [8, 9], Ю. Г. Тюменцева [16] и др., подтвердили идею В. А. Обручева и вносили лишь отдельные уточнения в намеченную им схему. Приведенные данные по геоморфологии Холзунского хребта подтверждают выводы о том, что Алтай является молодой горной страной, и следы древнего пенеплена сохранились здесь отчетливо. Следы первого покровного оледенения в пределах Холзунского хребта уничтожены последующей эрозией. Они более заметны, по данным В. А. Обручева, в низовьях р. Коксы и в Уймонской степи. Быть может, с этим первым оледенением связана вышеописанная широкая корытообразная форма долины притоков Коксы, не соответствующая мощности современных рек. Следы второго, менее мощного и более молодого оледенения, отмеченного в ряде мест Алтая, сохранились в Холзунском хребте совершенно ясно. Судя по сохранившимся карам, моренам и другим следам ледников, они были здесь незначительного размера и спускались по современным речным долинам.

Чрезвычайно интересны уступы, отмеченные нами в продольном профиле многих боковых притоков р. Коксы. Быть может, они соответствуют разломам, по которым происходило перемещение отдельных глыб в этой горной стране.

Наиболее крупным населенным пунктом является с. Абай, расположенное на автомобильной дороге, связывающей районный центр Усть-Кап с районным центром Усть-Кокса. Второй менее крупный поселок Суазар расположен почти около р. Коксы и стоит в стороне от автомобильной дороги (рис. 5). На остальном пространстве гор раскидано лишь несколько ферм Абайского совхоза, находящихся близ устья рр. Абая, Красноярки, Сары-Чмень, Банной и Карагая, и несколько небольших заимок и пасек.

Проехать в Абай в настоящее время можно на автомобиле по дороге, идущей от Чуйского тракта через сел. Бас, Ебагинский перевал, Усть-Кап, Карлыкский перевал и Усть-Коксу. Фермы совхоза и Суазар связаны с Абаем колесной дорогой. В остальной части района передвижение осуществляется по горным выючным тропам, а иногда без всяких троп по широким альпийским лугам на «белках».

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МАРШРУТОВ

Маршрут по р. Карагаю

Нижняя часть долины р. Карагая, на протяжении первых 18—20 км от впадения в р. Коксу, имеет до 1—1.5 км ширины и окаймлена сравнительно мягкими, покрытыми лесом отрогами Холзунского хребта. В 5 км выше центрального поселка Карагайской фермы холмистые отроги, тянущиеся вдоль обоих берегов долины, близко подходят друг к другу, и выше до самых приисков на протяжении 8—10 км река течет в сравнительно узкой долине первого уступа.

Склоны Холзунского хребта в этой части долины сложены в основном сланцами метаморфической толщи, описываемыми в геологическом очерке. Приблизительно в 1.5 км ниже устья — у небольшой каменоломни — среди сланцев выходит небольшой пласт мраморов, видимая ширина которого достигает 100 м. В мраморах проходит дайк диабазового порфирита, падающий почти вертикально, с простиранием 350° . Выше снова идут метаморфические сланцы, среди которых довольно часто наблюдаются выходы диабазов и диабазовых порфиритов. В некоторых случаях отчетливо видно, что эти породы образуют среди сланцев дайки, в других же условия залегания диабазовых порфиритов неясны. Дайки диабазовых порфиритов более стойки, чем окружающие сланцы, и потому они почти всегда обнажаются на поверхности, в то время как сланцы метаморфической толщи часто задернованы.

Несколько выше впадения в р. Карагай ее правого притока, называемого Широкий Лог, на левом берегу р. Карагая выходит небольшая дайка гранит-аплита. Более крупные выходы интрузивных тоналитов, залегающих среди сланцев, были установлены в самом Широком Логу, приблизительно в 0.7 км от устья. Здесь обнажается небольшой штук площадью 200×100 м, вытянутый в СЗ направлении, и дайка мощностью около 15 м, вытянутая по азимуту СЗ 325° . Дайки пироксено-роговообманковых гранодиоритов и диоритов были встречены также на р. Джурале (приток р. Карагая). Диориты выходят у устья р. Джурала, в левом берегу у дороги. Гранодиориты залегают в верховьях р. Джурала, на водоразделе со следующим в верх по течению безымянным притоком.

Выше центрального поселка и до самых приисков выходят одни сланцы метаморфической толщи. Боковые маршруты на правые и левые склоны р. Карагая показали, что последние также сложены метаморфическими сланцами, среди которых в нижней части течения р. Карагая обильно развиты дайки диабазов и диабазовых порфиритов (маршруты по рр. Каир-Чеку, следующему за ним вниз по течению безымянному ручью, по Широкому Логу, р. Джуралу и по р. Иппидиру).

Многочисленные измерения элементов залегания сланцев в этой части маршрута дают довольно пеструю картину. Первоначальная слоистость слан-

цев обычно затупевана сланцеватостью и пloidчатостью. Нередко замеры двух соседних обнажений дают разноречивую картину. Преобладающие направления падения сланцев колеблются от СВ до ЮЗ, через СЗ. Углы падения обычно крутые, но в отдельных местах наблюдалось падение до 45° .

Река Карагай у притоков меняет почти на 90° свое направление. Выше она течет по направлению на СЗ, а ниже — по направлению на СВ.

Почти все склоны этой верхней части р. Карагай сложены теми же сланцами метаморфической свиты. Дайки диабазовых порфиритов здесь очень редки. Лишь в верховьях р. Тингельды, в верховьях правых притоков р. Шинды выходит порода эффузивного комплекса.

Идя по направлению на ЮЗ водоразделом рр. Шинда — Тингельда, мы видим, как сланцы метаморфической толщи сменяются рассланцованными светлыми кварцевыми порфирами, за которыми по направлению к горе Чемчедой эффузивный комплекс имеет следующий разрез. Светлые рассланцованные порфиры сменяются комплексом серо-черных, зеленовато-серых и зеленоватых рассланцованных эффузивных пород, ширина выхода которых достигает 1.5 км; за этими породами идут рассланцованные светлые кварцевые порфиры. Далее у подножья горы Чемчедой снова начинаются рассланцованные зеленые и серо-черные кислые эффузивные породы. Выше, слагая гору Чемчедой, идут плотные кислые эффузивные породы, переслаивающиеся с плотными эффузивными конгломератами и рассланцованными кислыми эффузивными породами. Часть кислых эффузивов обладает красивой слоистостью и дает красивые образцы яшмовидной породы.

На западных склонах горы Чемчедой эти плотные породы снова сменяются рассланцованными светлыми зеленовато-черными и серыми эффузивными породами, за которыми следуют сланцы метаморфической свиты, развитые до самой р. Хайдун.

Соотношение между сланцами метаморфической свиты и эффузивными породами в этом районе неотчетливо: и те и другие породы смяты в согласные складки с преобладающим простиранием СЗ—ЮВ. Степень метаморфизации сланцев значительно выше, чем у эффузивных пород. Падение пород то на СВ, то на ЮЗ. Породы, слагающие гору Чемчедой, падают на СВ, так что создается впечатление, что эффузивный комплекс слагает здесь ядро опрокинутой синклинальной складки.

Маршрут по рр. Хайдуна и Коксочке

В верховьях р. Хайдуна, образованной четырьмя веерообразно сходящимися речками, отчетливо сохранились свежие следы древнего оледенения в виде каров, свежих боковых и конечных морен и небольших озер, подпруженных моренными отложениями. Верховья Хайдуна сложены толщей кислых эффузивных пород, которые лишь выше слияния четырех речек сменяются сланцами метаморфической толщи, слагающими долину р. Хайдуна почти на всем ее остальном протяжении.

Эффузивные породы слагают также весь водораздел между левыми притоками р. Хайдуна и р. Коксочки и притоками, впадающими в рр. Тургусун и Черная Уба. Они образуют ряд хорошо обнажающихся выходов и придают хребту в этой части Холзуна скалистый рельеф. Этот же комплекс кислых эффузивных пород протягивается далеко на Коксинские белки, и лишь за верховьями р. Ломаньки (приток р. Ночной) белки снова сложены сланцами метаморфической свиты. Ниже водораздела, по направлению к долине рр. Коксочки и Хайдуна, эффузивные породы вскоре сменяются сланцами метаморфической свиты, слагающими также водораздел между р. Хайдуном и р. Карагаем.

Пересечение эффузивных пород, произведенное в нескольких маршрутах

в верховьях р. Хайдуна, дает следующую картину. Сланцы метаморфической свиты в ЮЗ направлении сменяются тонок рассланцованными хлоритизированными и серицитизированными фельзитами, содержащими кварцевые и кварцево-карбонатные жилки. За фельзитами следуют светлые кварцевые порфиры, пересланцающиеся с черными фельзитами. За ними идет мощная толща туфо-конгломератов, содержащих местами окатанную гальку сланцев, порфиров и кварца. Нередко отдельные обломки в туфо-конгломератах окатаны плохо и представляют собой крупные куски рассланцовой эффузивной породы. Эти туфо-конгломераты образуют довольно мощную толщу, которая пересланцвается с кислыми эффузивными породами и сменяется в самой водораздельной части хребта кварцевыми и полевошпатовыми порфирами и фельзитами.

Описанная толща кислых эффузивных пород содержит дайки и отдельные штоки интрузивных гранит-порфиров и дайки диабазовых порфиритов.

Интрузивные порфиры значительно свежее кислых эффузивных пород и почти никогда не бывают рассланцованы, в то время как последние всегда отчетливо рассланцованы. Во многих случаях наблюдения в поле отчетливо показывают, что они рвут рассланцованные эффузивные породы и образуют в них дайки, идущие по сланцеватости или же под углом к ней. В других случаях вследствие плохой обнаженности интрузивный характер этих порфиров в поле менее отчетлив, и основанием для отнесения пород к группе интрузивных явилось их сходство с ясно интрузивными порфирами. В некоторых обнажениях — в небольших штоках и дайках интрузивных порфиров — наблюдались отдельные полнокристаллические участки гранитового типа. Более подробное описание этих пород приводится в петрографическом очерке.

Дайки пород этой группы были встречены среди эффузивных порфиров р. Хайдуна во многих участках. Особенно интересен крупный шток и дайки интрузивных порфиров в верховьях р. Хайдуна и дайки интрузивных порфиров на Коксинских белках, прослеживаемые здесь при небольшой мощности на расстоянии в 1.5—2 км. Дайки диабазовых порфиритов, отчетливо более свежих, чем описанные дайки этих пород, встреченные в сланцах метаморфической толщи, наблюдаются в эффузивной толще у Хайдуна реже. Крупная дайка таких пород была встречена в верховьях р. Хайдуна и прослеживается почти на 3—4 км с простираанием на ССЗ.

Ниже слияния нескольких рек, дающих начало р. Хайдуну, до дер. Хайдун в ее бортах выходят метаморфические сланцы. В геоморфологическом отношении очень интересна долина левого притока Хайдуна — р. Кольды. Здесь в сравнительно узком ущелье, в 3 км выше устья, сохранилась отчетливая конечная морена ледника, возвышающаяся на 20—30 м над современным уровнем реки. В верховьях р. Кольды очень отчетливо сохранились следы древнего оледенения — кары, морены, нередко подируживающие небольшие озера, и отдельные валуны. Долина р. Коксочки сильно заболочена и почти не имеет обнажений. У слияния р. Коксочки и р. Хайдуна среди сланцев метаморфической свиты был обнаружен небольшой выход пестроцветных конгломератов. Ниже впадения р. Хайдуна долина р. Коксочки до самого устья сохраняет заболоченный характер, и река течет среди болотистых лугов, заросших кустарником и лесом.

У дер. Хайдун и ниже, на протяжении 4—5 км вдоль правого берега р. Хайдуна, среди метаморфических сланцев тянутся выходы небольшой полосы андезитовых порфиритов. Ниже до самого устья р. Хайдуна, а также по р. Коксочке встречаются лишь сланцы метаморфической свиты. Многочисленные измерения элементов залегания сланцев в долине р. Хайдуна дают довольно разноречивую картину, так как первичная слоистость пород затупевана кливажем и пльчатостью.

Маршрут по р. Банной и ее притокам

Долина р. Банной на протяжении первых 15—16 км от устья представляет довольно широкую, ровную котловину до 2 км ширины, окаймленную холмистыми отрогами Холзуна, покрытыми лесом. Река в этой части долины течет спокойно и часто образует излучины, а иногда и старицы. Выше, приблизительно от впадения р. Черной, долина р. Банной суживается и на протяжении следующих 8—10 км образует сравнительно узкое ущелье, в котором бежит быстрая горная река. Приблизительно выше впадения слева ее притока р. Анчучи долина р. Банной снова слегка расширяется, и вдоль правой стороны реки нередко видны древние речные террасы. Затем вблизи верховьев отчетливо виден второй небольшой уступ, в котором река течет в узком ущелье. Выше, при выходе на белки, начинается древний пенеппен с его характерными, описанными выше чертами. Такое чередование расширяющихся участков речной долины с узкими ущельями и остаточным пенеппеном в верховьях наблюдается также и по многим притокам р. Банной, а именно по рр. Калбиной, Безымянной, В. Анчучи и Быстрой. В низовьях р. Банной у дороги, ведущей в с. Суазар, и вблизи фермы «Новая Банная» были встречены дайки гранодиоритов, гранитов и секущие окружающие толщи дайки диабазов. Простирание даек гранитов СЗ—ЮВ $325-350^\circ$, мощность даек колеблется от 3 до 20 м. Залегают эти дайки гранитоидов среди узкой полосы сильно измененных эффузивных пород и сланцев метаморфической свиты. Здесь же были встречены дайки порфиритов, сильно напоминающих по минералогическому составу андезитовые порфириты из эффузивных толщ. Сходные дайки были встречены также и в других участках среди сланцев метаморфической толщи, развитых на водоразделе между нижней частью долины р. Банной и притоками р. Карагая.

Довольно крупные выходы средних эффузивных пород, представленных преимущественно андезитовыми порфиритами, подстилаемых туфами и туфо-конгломератами, были обнаружены в верховьях левых нижних притоков р. Банной, на водоразделе с притоками р. Сары-Чмень. Выше — до впадения в р. Банную ее притока р. Черной — оба склона долины сложены сланцами метаморфической свиты, среди которых наблюдаются дайки средних порфиритов. Еще выше — вплоть до самых верховьев реки — развиты преимущественно эффузивные породы, среди которых встречаются лишь небольшие выходы сланцев метаморфической толщи.

В основании толщи эффузивных пород обычно залегают довольно грубо-обломочные лиловато-красные, иногда сероватые туфо-конгломераты. Выше залегают средние разноцветные (зеленые, лиловые, серые) эффузивные породы, переслаивающиеся с прослойками туфов, туфо-конгломератов и туфобрекчий.

У р. Безымянной эти породы, т. е. и туфы и эффузивные породы, обладают отчетливо выраженной слоистостью и представляют собой довольно красивую яшмовидную породу с чередующимися серо-зелеными и темнофиолетово-коричневыми полосами.

Описываемые эффузивные породы как по внешнему виду, так и по составу резко отличаются от эффузивных пород, развитых в верховьях р. Хайдуна. Они то более рассланцованы, то более плотны и в этих случаях стойки в отношении выветривания.

В толще этих пород были встречены секущие дайки и небольшие штоки интрузивных гранит-порфиров и порфиритов.

Контакты средних эффузивных пород со сланцами метаморфической толщи в большинстве случаев задернованы, но в отдельных обнажениях (верховья р. Калбиной) наблюдались дизъюнктивные контакты с тектонической брекчией у контакта.

Измерения элементов залегания эффузивных пород часто дают разноре-

чивую картину; но в целом отчетливо намечается преобладающее простира-
ние по направлению СВ—ЮЗ с падением пластов преимущественно крутым
то на СЗ, то на ЮВ. В том же направлении вытянуто большинство встречен-
ных даек.

Маршруты по р. Красноярке и ее притокам

Река Красноярка берет свое начало в заболоченной седловине на Хол-
зунском хребте (рис. 6). Отсюда река скатывается на СВ в глубокую долину.
Местами эта долина довольно широка, но нередко наблюдаются и более
суженные участки. В целом долина Красноярки производит впечат-

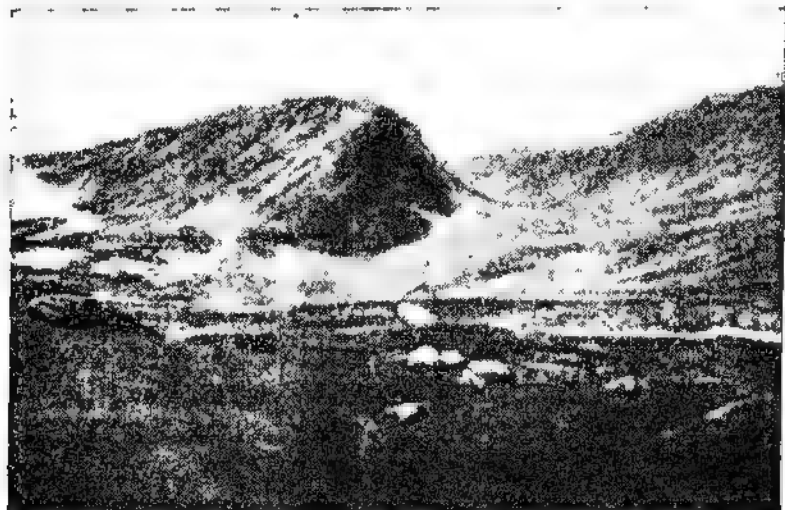


Рис. 6. Холзунские «белки». Вид на юго-запад.

ление более разработан-
ной современной эрозией,
чем соседняя долина
р. Бапной.

В верховьях левых
верхних притоков Красно-
ярки сохранились отчет-
ливые кары и другие следы
древнего оледенения.

В верховьях Краснояр-
ки и ее верхних притоков
развиты описанные средние
эффузивные породы, туфы
и туфо-конгломераты. На
водоразделе между одним
из ее верхних правых
притоков и верховьями
р. Черновой выходят силь-

по выветрелые песчаники, среди которых встречено три небольших
обнажения плотного кварцита. На поверхности эти выходы кварцитов
представлены несколькими скалами, выходящими на площади 250 и 100 м
и возвышающимися на 15—20 м. Элементы залегания кварцитов неясны; по
повидимому они согласны с выходящими вблизи зелеными средними эффузив-
ными породами, имеющими простираание СЗ 330° и „стоящими на головах“.

В самой долине р. Красноярки средние эффузивные породы вскоре сме-
няются сланцами метаморфической толщи, которые ниже устья р. Меновной
снова вытесняются средними эффузивными породами и туфами.

Ниже устья р. Меновной эффузивные породы снова сменяются метамор-
фическими сланцами, тянущимися по Красноярке до самого ее устья. Круп-
ные выходы средних эффузивных пород, туфов и туфо-конгломератов были
установлены на водоразделе между р. Сары-Чмень (приток р. Коксы)
и левыми притоками Красноярки. Во многих местах в нижней половине
долины Красноярки выходят штоки и дайки интрузивных гранитоидов.
Небольшой шток кварцевых порфиров выходит по самой р. Красноярке
против устья р. Меновной. В верховьях небольшого правого притока, назы-
ваемого Крутой Ключ, был встречен шток гранодиоритов, вытянутый по
направлению ЮЗ 210°. С этими гранодиоритами связаны более мелкие
дайки микрогранитов. На другой стороне р. Красноярки по небольшому
притоку (Ивасин Ключ) выходит другой шток гранодиоритов, вытянутый
в том же направлении. С ним связаны дайки кварцевых диоритов и микро-
гранитов, секущие сланцы метаморфической свиты. Окружающие сланцы
метаморфизованы довольно сильно, и ширина зоны измененных сланцев
достигает почти 2 км.

Значительное количество даек интрузивных гранит-порфиров, порфиритов
и микрогранитов было встречено также в верховьях нижних левых при-

токов р. Красноярки, а также на водоразделе между ними, р. Коксой и р. Сары-Чмень. Эти дайки здесь рвут толщу средних эффузивных пород и их туфов.

Маршрут по р. Ночной и ее притокам

Река Ночная ниже впадения ее притока р. Толкаша течет в сравнительно широкой долине, достигающей местами 1—1.5 км ширины. Нередко в этой долине, помимо современной пойменной террасы, отчетливо видна одна или две древние аллювиальные террасы. Выше впадения р. Толкаша долина р. Ночной суживается. В верховьях отчетливо сохранились следы древнего оледенения, т. е. кары, озера, подпруженные моренами, и остатки боковых морен.

Нижняя часть долины р. Ночной до устья р. Толкаша сложена сильно перемятыми сланцами метаморфической свиты. Выше, вдоль левого склона начинаются выходы довольно крупных штоков, а также даек гранит-порфиров. Эти штоки и дайки гранитоидов обильно выступают в верховьях р. Ночной. Они оказывают довольно сильное контактовое воздействие на сланцы метаморфической толщи, которые нередко превращаются в эпидото-амфиболовую, эпидото-пироксеновую породу или плотные полосчатые породы, состоящие из чередующихся прослоек кварцита и обогащенных темноцветными минералами слоев. Преобладающее простирание даек СВ—ЮЗ, по передки отклонения до меридионального и широтного простирания. Выходы даек интрузивных гранит-порфиров были также встречены в верховьях р. Светлой.

Нижняя часть долины р. Шильдяна сложена сланцами метаморфической свиты. Выше, на водоразделе между Б. и М. Шильдянами, выходят средние эффузивные породы. Они встречены также в верховьях р. Шильдяна, в верховьях р. Татарки и на водоразделе между рр. Улучжаем и Татаркой.

В контакте метаморфических сланцев и средних эффузивных пород — на водоразделе Б. и М. Шильдянов — выходит даек альбитового гранита, с которым связано небольшое месторождение гематита, не имеющее промышленного значения; более подробное описание этого выхода гематита приводится ниже. В нижней части долины р. Б. Шильдяна, на водоразделе с р. Ночной, был встречен небольшой выход бурого песчаника с кальцитом-лимонитовым цементом. Эти песчаники залегают согласно с окружающими сланцами и имеют простирание СЗ 340°, падение вертикальное.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Фаунистически охарактеризованные свиты в пределах описываемого района встречены не были. Поэтому для определения стратиграфического положения обнаруженных толщ нам приходилось руководствоваться сравнительным анализом с соседними районами, где были встречены среди преимущественно немых эффузивно-осадочных толщ отдельные фаунистически охарактеризованные горизонты. В предлагаемом ниже описании отдельных толщ они даются в возрастной последовательности, начиная с наиболее древних и кончая наиболее молодыми. Описание интрузивных пород следует за описанием эффузивно-осадочных и метаморфических толщ. Подробное петрографическое описание пород дано в главе «Петрографический очерк».

Метаморфическая толща

Наиболее древними породами, слагающими большую часть района, являются метаморфические сланцы. Они представлены преимущественно зелеными кварц-хлорит-карбонатными и кварц-эпидот-хлоритовыми разновидностями. Реже встречаются хлорит-серицит-кварц-карбонатные, кварцито-

видные и контактово-измененные разновидности. В верхней части этой толщи были встречены отдельные прослойки туфогенных песчаников и измененных туфов. Различные разновидности сланцев незаметно переходят друг в друга, в зависимости от количественного взаимоотношения слагающих их минералов.

В низовьях р. Карагая в этих сланцах был обнаружен небольшой прослойок мрамора.

Породы метаморфической толщи сильно смяты. Кливаж и плойчатость пород обычно совершенно затушевывают их первоначальную слоистость, хотя местами последняя хорошо подчеркивается чередованием слоев с различным минералогическим составом. Одни слои (светлые) состоят из преобладающего кварца и карбоната и подчиненного полевого шпата; другие обогащены вытянутыми параллельно сланцеватости чешуйками хлорита, серицита, эпидота и другими темнокветными минералами.

Первоначальную природу большей части представителей сланцевой толщи вследствие их метаморфизма расшифровать трудно. Лишь часть сланцев возникла, несомненно, за счет туфов и туфогенных песчаников; для большей же части мы можем только предполагать, судя по продуктам метаморфизма, что они возникли на месте песчано-глинистого осадочного комплекса. Как по направлению сланцеватости, так иногда и по микроразрывам сланцы пронизаны многочисленными кварцевыми и кварцево-карбонатными прожилками. Эти жилы часто дают лещикообразные раздувы, следуют микроскладкам и сланцеватости и нередко незаметно выклиниваются, переходя в тонкие кварцевато-карбонатные прослойки в сланцах. Большая часть этих жил, кроме слабо прозрачного белого кварца, содержит лишь незначительное количество кальцита. Рудные минералы (пирит, гематит, халькопирит) были отмечены только в немногих жилах.

Региональное распространение громадного количества безрудных кварцевых жил, отсутствие какой-либо видимой связи между ними и встреченными пегматитами, а также описанный выше характер их залегания среди сланцев позволяют предполагать, что они образовались под влиянием тех же процессов метаморфизма, которые обусловили преобразование первоначально осадочного комплекса в описываемые сланцы. Это утверждение не исключает возможности того, что часть кварцевых жил (в особенности «рудных») возникла в связи с позднейшими пегматитами. Сопоставляя метаморфическую толщу в различных участках района, мы можем отметить, что степень их измятости неодинакова. В некоторых участках сланцы залегают более спокойно, почти неплойчаты и содержат меньшее количество кварцево-карбонатных жил. В других участках измятость и плойчатость сланцев, несущих ряд микроскладок и микроразрывов, импрегнированных обильными кварцево-карбонатными жилками, необычайно сильны. Такие породы в отдельных образцах напоминают кварциты. Нередко эти сильно перемятые породы прослеживаются в виде целых зон смятия. Наиболее отчетливо такие зоны смятия идут вдоль левого берега р. Ночной и переходят далее на правый берег р. Коксы, прослеживаясь до р. Красноярки.

Для метаморфических сланцев характерно, что они нередко содержат многочисленные дайки сильно измененных диабазовых порфиритов и диабазов. Эти измененные диабазовые породы были встречены лишь в сланцах метаморфической толщи и не наблюдались в более молодых эффузивно-осадочных породах. На основании этого можно предполагать, что они древнее пород эффузивного комплекса и, быть может, являлись корнями древних основных эффузивов, смытых в последующее время эрозией. Особенно обильны эти дайки в низовьях рр. Банной, Красноярки, а также по рр. Шильдяну, Светлой и Ночной.

Кроме диабазовых порфиритов и диабазов, среди сланцев были встречены штоки и дайки различных граптоидов. Они будут описаны ниже.

Вопрос о возрасте пород рассматриваемой толщи остается неясным, так как фаунистически охарактеризованные горизонты в ней встречены не были. Поэтому для определения ее возраста приходится руководствоваться косвенными признаками. Свита метаморфических сланцев широко распространена как в Горном, так и в Рудном Алтае, слагая громадные площади. Судя по описанию, они сходны со сланцами нашего района, хотя среди них, кроме описанных разновидностей, были встречены прослойки филлитов, глинистых сланцев, граувакк и туффилов. Н. А. Елисеев [4] отмечает, что нигде среди сланцев, несмотря на распространение туфового материала, не было обнаружено эффузивных пород. Кроме того, он отмечает, что нигде среди этих сланцев не было встречено фаунистически охарактеризованных горизонтов. Твердо установлено, что на размытой поверхности этих сланцев залегают отложения среднего девона. А. И. Гусев отмечает, что в бассейне р. Чарыша к метаморфическим сланцам примыкает толща сланцев и песчаников, содержащих известняки с фауной верхнего силура, но взаимоотношение этой толщи со сланцами установить не удалось. Наиболее крупные знатоки геологии Рудного и Горного Алтая — Б. Ф. Сперанский и В. П. Нехорошев — относят эти сланцы условно к кембро-силуру [10,15].

Неясным остается вопрос о причинах метаморфизма сланцев. Судя по минералогическому составу, можно предполагать, что преобразование сланцев протекало на сравнительно небольшой глубине, т. е. в эпизоне или в верхней части мезозоны. Сильная дислоцированность пород указывает на то, что большое давление могло оказать существенное направляющее влияние в процессе преобразования пород. Резкое отличие этих сланцев от лежащих выше пород верхнего силура и девона указывает на то, что их преобразование происходило до отложения этих пород.

Мощность пород вероятно была значительной и определялась в несколько километров. Ее возраст мы относим к кембро-силуру.

Пестроцветная эффузивно-осадочная толща

Эффузивные породы, перемежающиеся с их туфами и туфо-конгломератами, достаточно широко развиты в описываемом районе. Они слагают значительные площади в верховьях р. Хайдуна и были встречены в верховьях р. Карагая, в притоках р. Ночной; кроме того, они широко развиты в бассейнах рр. Банной и Красноярки. Сопоставляя эти породы, мы прежде всего можем их разбить на две группы: 1) эффузивные породы кислой магмы, представленные кварцевыми альбитофирами, кварцевыми порфиридами, фельзит-порфирами, фельзитами и некоторыми другими разновидностями, развитыми в западной части района; 2) более основные эффузивные породы, представленные преимущественно андезитовыми порфиридами и средними разложившимися стеклами. Эти породы развиты в районе рр. Банной и Красноярки. И кислые и средние эффузивные породы залегают на метаморфических сланцах и территориально разобщены друг от друга. Лишь изредка среди кислых пород встречаются прослойки средних и, наоборот, среди средних прослойки кислых.

Поэтому вопрос о том, которые из них излились раньше, остается на основании материала по району неясным. Судя по наличию обломков кислых эффузивных пород в туфах и туфо-конгломератах, подстилающих средние эффузивные породы, можно предполагать, что последние были более ранними образованиями.

На более низкое стратиграфическое положение кислых эффузивных пород относительно основных указывает также и В. В. Груза, работавший в прилегающем районе верховьев рр. Убы и Тургусуна [1].

И кислые и основные эффузивные породы сильно рассланцованы и мета-

морфизованы, в связи с чем они по внешнему виду часто напоминают сланцы. Нередко только под микроскопом удается установить, что эти сланцы являлись эффузивной породой. В других случаях в рассланцованных породах отчетливо видна и макроскопически первоначальная порфировая структура. Несомненно, осадочные породы, не считая туфо-конгломератов, широко развитых в виде прослоек среди кислых эффузивов, а также подстилающих и переслаивающихся с толщей средних эффузивных пород, представлены лишь небольшими выходами конгломератов у слияния рр. Коксочки и Хайдуна, сильно разрушенными песчаниками в верховьях р. Красноярки и песчаниками р. Калбиной. Несмотря на рассланцованность и довольно сильный метаморфизм, породы эффузивно-осадочной толщи как макроскопически, так и под микроскопом почти всегда легко отличимы от описанных выше значительно более измененных и дислоцированных пород метаморфической толщи. Прежде всего бросается в глаза пестроцветная окраска эффузивных пород, состоящих из чередующихся слоев серого, зеленого, зеленовато-серого, черного, фиолетового и других цветов. Интересно отметить, что участки породы, макроскопически сильно отличающиеся друг от друга, под микроскопом почти совершенно не отличимы.

Нигде в пределах описываемого района фауна в эффузивно-осадочной толще встречена не была. Сравнивая эту толщу с соседними районами Рудного и Горного Алтая, можно отметить следующее.

Н. Н. Курек [6] и В. В. Груза [1], работавшие в верховьях рр. Убы и Тургусуна, отмечают, что на метаморфические сланцы налагают эффузивные породы, перемежающиеся с осадочными глинистыми сланцами и реже песчаниками. Фауна в этих породах не была встречена, и они были условно отнесены авторами к девону, ближе не определенному. Только выше, в палстающей на эти породы туфо-сланцевой толще, были встречены известняковые прослойки с фауной, содержащей формы, характерные для перехода от девона к карбону. Работавшие в Коргонском и Чарышском хребтах А. И. Гусев [2], В. А. Кузнецов и А. С. Митропольский [5] отмечают, что между сланцами метаморфической толщи и эффузивно-осадочной пестроцветной толщей залегает свита сланцев и песчаников, содержащая прослойки известняков, в которых была установлена верхнесилурийская фауна. Они же отмечают, что во многих местах эта свита пород верхнего силура смыта, и породы эффузивно-осадочной толщи, относимой ими также к девону, лежат непосредственно на метаморфических сланцах.

Характеризуя эффузивно-осадочную толщу, они указывают, что ее низы сложены измененными кварцевыми порфиритами, фельзитами и альбитофиритами с их туфами и брекчиями, на которых лежат средние и основные порфириты. В низах более основных порфиритов нередко залегают конгломераты и туфо-конгломераты, часто имеющие брекчиевидный облик. Так же как и в нашем районе, там основные эффузивные породы нередко лежат непосредственно на метаморфических сланцах, ибо более низкие горизонты толщи, вероятно, смыты. И здесь среди эффузивных пород были встречены прослойки глинистых сланцев и песчаников, которые особенно характерны для верхних горизонтов разреза. Выше лежит верхний девон. На основании приведенного сравнительного материала мы можем сделать следующие выводы об эффузивной осадочной толще в описываемом районе.

1. Наиболее вероятный возраст толщи — девонский, ближе не определимый.

2. Кислые эффузивные породы, развитые в западной части района, вероятно слагают более низкие горизонты разреза по отношению к более основным эффузивным породам, развитым преимущественно в восточной части района.

3. Толща эффузивно-осадочных пород была смята более поздней (вероятно варисской) складчатостью, повторно смявшей и метаморфиче-

ские сланцы. В связи с этим взаимоотношение этих толщ сильно затупежано, и лишь местами удается установить покровное залегание эффузивных пород на сланцах.

Породы эффузивной толщи прорываются дайками и штоками интрузивных гранитоидов, описываемых ниже, и дайками диабазовых порфиритов. С этими породами связаны также кварцево-полевошпатовые, кварцево-карбонатные и кварцевые жилы, несущие кое-где незначительные количества рудных минералов. Эти жилы довольно часто встречаются среди пород эффузивно-осадочной толщи. Некоторые разновидности эффузивов и их туфов представляют собой плотную породу с красивым узором и могут быть использованы в качестве поделочного камня.

Описанными породами заканчивается разрез палеозойских пород в рассматриваемом районе. Известные в других частях Горного Алтая третичные породы в районе встречены не были.

Четвертичные отложения

Характер четвертичных отложений района тесно связан с новыми тектоническими процессами, превратившими Алтай в современную горную страну. Они представлены, во-первых, древними ледниковыми отложениями, встречающимися во многих местах, в особенности на белках. К ним следует относить описанные выше морены, озерные и флювио-гляциальные отложения в верховьях многих рек. Возможно, что ледниковые отложения сохранились также и в долинах многих современных рек, так как древние ледники вероятно играли большую роль в образовании этих рек. Это обстоятельство особенно важно в связи с наличием золота в некоторых шлихах, взятых по притокам р. Коксы, и возможностью нахождения на глубине более богатых россыпей. Современные и древние аллювиальные отложения развиты в широких долинах притоков р. Коксы.

Делювиальные россыпи встречаются лишь в немногих участках, так как большая часть склонов гор покрыта густой растительностью, скрывающей также и элювий.

Изверженные породы

Комплекс эффузивных пород, широко развитых в районе, был охарактеризован выше. Крупные интрузивы биотитовых порфировидных гранитов лежат вне пределов описываемого района, на южных склонах Холзунского хребта, и были встречены на рр. Хамире и Убе. Убинские граниты довольно близко подходят к осевой части хребта, и возможно, что часть жильных пород, встречающихся в верховьях рр. Хайдуна, Коксочки и Ночной, связана с ними.

Данные геологической съемки позволили наметить в районе две полосы, к которым приурочено наибольшее количество выходов интрузивных пород. Первая полоса начинается в верховьях р. Ночной и далее проходит к ЮВ близ устья рр. Карагая, Банной и Красноярки. Она состоит из следующих пород.

1. Крупные штоки и дайки кварцевых порфиритов, аляскитовых гранитов, граптоидит-порфиров и некоторых других гранитоидов в верховьях р. Ночной и ее притока р. Светлой. Эти породы, залегая в метаморфических сланцах, занимают значительную площадь. Сланцы у контактов отчетливо изменены и превращены в эпидотовые, эпидото-пироксеновые и эпидото-амфиболовые роговики. В некоторых случаях отчетливо видно, что породы с порфировой структурой и микрокристаллической основной массой постепенно переходят в разновидности с полнокристаллической структурой. Но местами встречаются жилы, целиком состоящие из полнокристаллических гранитоидов, или же породы с типичной микрокристаллической основной массой.

2. Штоки кварцевых тоналитов, расположенные в Широким Логу (приток р. Карагая). Они также залегают среди метаморфических сланцев и оказывают на них слабое контактное воздействие, выразившееся в образовании ороговичкованных оторочек до 20 см мощности. Размер одного штока — около 200×100 м; другой значительно меньше. Порода довольно сильно изменена и разложена. На рр. Карагае и Джурале среди сланцев выходит также небольшие штоки и дайки диоритов, гранодиоритов и гранит-аплитов.

3. Небольшие штоки и дайки роговообмашковых гранитов, расположенные на левом и правом берегах р. Банной около устья. С этими породами связаны небольшие дайки гранит-порфиров.

4. Небольшой шток биотитового гранодиорита, размером 500×100 м, встреченный на р. Красноярке по ее левому притоку — Иваси Ключ. С породой связаны жилы микрогранитов и кварцевых диоритов. Окружающие сланцы на довольно значительном протяжении метаморфизованы.

5. Штоки и дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, встреченные среди эффузивных пород в водоразделе между рр. Краснояркой и Коксой.

6. Жилы гранодиоритов, встреченные в верховьях ключа Крутого — левого притока р. Красноярки. Они выходят приблизительно против выхода биотитовых гранодиоритов на р. Иваси Ключ.

Вторая полоса выходов интрузивных пород гранитового типа намечается на водоразделе между верховьями р. Убы и верховьями рр. Хайдуна и Коксочки. К ней принадлежат довольно крупные штоки и дайки кварцевых порфиров и интрузивных фельзит-аплитов, выходящие в верховьях р. Хайдуна. Небольшие дайки интрузивных порфиров встречены в верховьях р. Кольды и у гольца Гульбище и довольно крупные интрузивные дайки порфиров обнаружены на Коксинских белках.

Кроме того, отдельные небольшие выходы интрузивных порфиров были встречены в верховьях р. Банной и на р. Красноярке.

Кроме кислых гранитоидов, в районе работ были встречены дайки основных пород. Сюда, во-первых, относятся уже описанные выше дайки измененных диабазов и диабазовых порфиритов среди метаморфических сланцев. В верховьях р. Кольды, на рр. Банной и Красноярке были встречены также дайки более свежих основных порфиритов, которые нередко секут и породы эффузивно-осадочной толщи.

С изверженными породами тесно связаны жильные постмагматические образования, представленные кварцево-полевошпатовыми, кварцево-карбонатными и рудными кварцевыми жилами, а местами безрудными кварцево-карбонатными жилами.

Кварцево-полевошпатовые жилы были встречены вблизи выходов гранит-порфировых пород в верховьях рр. Хайдуна, Кольды и Ночной. Мощность этих жил достигает 0.5—1.5 м, и они прослеживаются на расстоянии нескольких десятков метров. Одна из таких жил описывается ниже в очерке о полезных ископаемых. Рудные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы были встречены во многих участках района, чаще всего вблизи выходов интрузивных пород. Мощность их незначительна, и по простиранию они обычно прослеживаются на незначительные расстояния. Некоторые жилы этого типа описываются в очерке о полезных ископаемых. Безрудные кварцевые жилы и прожилки сходны с описанными рудными жилами и отличаются лишь полным отсутствием видимых простым глазом рудных минералов.

ТЕКТНИКА РАЙОНА

Изучение тектоники района сильно затруднено внешним однообразием двух главных толщ, слагающих район, и отсутствием руководящих горизонтов, на которые можно было бы опираться при изучении структуры района. Отчетливо видно, что и метаморфические сланцы, и эффузивно-

осадочная толща, и интрузивные породы несут следы дислокационных процессов.

Наиболее дислоцирована самая древняя, метаморфическая толща. Более отчетливая смятость, пloidчатость, брекчиевидность этих пород по сравнению с эффузивно-осадочной толщей позволяют предполагать, что они были смяты до отложения последних и затем вместе с ними подверглись повторной дислокации.

В настоящее время обе толщи собраны в складки, часто с кажущимся согласием залегания пород. Преобладающее простирание складок СЗ—ЮВ. Углы падения пород обычно крутые. Наиболее отчетливо опрокинута син-клинальная складка, вытянутая в этом направлении, намечается в районе г. Чемчедой. Ядро этой складки сложено эффузивными породами, а крылья — метаморфическими сланцами. Все описываемые изверженные породы несут явные следы катаклаза, в некоторых случаях дайки огнейсованы. Таким образом, процессы смятия интрузивных пород имели место и после их внедрения.

Дислокации разрывного типа прослеживаются в районе с трудом. Лишь в некоторых обнажениях, как, например, около контакта эффузивных пород с метаморфическими сланцами на р. Калбинной и в верховьях р. Хайдуца, видны отчетливые следы разрывов в виде брекчированных пород и зеркал скольжения. Эти данные, а также обильное появление даек интрузивных пород в зоне контакта сланцев и эффузивно-осадочной толщи на Коксинских белках позволяют предполагать, что контакт этих пород имеет в некоторых случаях тектонический характер.

Крупная гипотетическая зона разломов намечается близ долины р. Ночной, и к ней приурочено большинство описанных выше небольших интрузивных даек и штоков. Таким образом, на основании приведенного в геологическом очерке материала мы можем предполагать, что палеозойские породы были захвачены двумя фазами складкообразования. Первая, возможно каледонская, имела место до отложения пород эффузивно-осадочной толщи и захватила лишь метаморфические сланцы. Вторая имела место после отложения пород эффузивно-осадочной толщи и одновременно смяла метаморфические сланцы, создав в ряде случаев впечатление видимого согласного залегания пород обеих толщ. Возраст второй складчатости скорее всего варисский; но вполне возможно, что после излияния девонских эффузивов имело место несколько фаз складкообразования. Данных для решения этого вопроса в пределах описываемого района мы не имеем.

В мезозойскую эру рассматриваемая часть Горного Алтая была пенепленизирована, а затем в третичный период имело место глыбовое поднятие, обусловившее современный рельеф горной страны, описанный в геоморфологическом очерке.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В предлагаемом петрографическом очерке описание пород приводится в их возрастной последовательности.

Метаморфическая толща кембро-силура

Породы этой толщи представлены следующими группами осадочных, контактово-измененных и магматических пород.

Кварц-карбонат-хлоритовые сланцы. Среди пород метаморфической толщи они наиболее распространены. Макроскопически, это — светлозеленые, сильно рассланцованные пloidчатые, иногда брекчированные породы, состоящие обычно из чередующихся светлых и темных слоев. Светлые слои сложены в основном кварцем и кальцитом. Темные слои преи-

мущественно сложены одинаково ориентированными чешуйками хлорита и реже серицита. Характерно обильное количество мелких кварцево-карбонатных жилок, пронизывающих породу.

Под микроскопом отчетливо видна слоистая текстура породы. Более светлые полосы состоят из мелких зерен кварца, кальцита, к которым приращивается по 5—10% точно неопределимого полевого шпата; к ним приращивается также рудный минерал, немного серицита и хлорита. Встречается лейкоксен. Темные прослойки состоят из явно преобладающего хлорита и подчиненных серицита и рудного минерала. В некоторых шлифах слоистость становится менее отчетливой, так как минералы, слагающие породу, распределены более беспорядочно. Количество рудного минерала — гематита — иногда довольно значительно (до 10%), и он приурочен преимущественно к темноцветным полосам.

Структура породы гранобластическая, в хлоритовых прослойках — лепидобластическая, а при значительном количестве кварца и карбоната нередко напоминает торцовую.

Количество главных минералов в различных образцах пород колеблется. В одних случаях над всеми преобладает кварц, и тогда порода напоминает кварцит; в других случаях преобладает хлорит с более редким серицитом, и тогда имеет место переход к типичным хлоритовым сланцам; спорадически в породе появляется эпидот и клиноцоизит, что позволяет связать описанные сланцы с кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами.

Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы пересланываются с ранее описанными сланцами и дают переходные формы. Макроскопически они обычно не отличимы от кварц-карбонат-хлоритовых сланцев, и только иногда эпидот придает им специфическую зеленовато-желтую окраску.

Под микроскопом они состоят в основном из мелких зерен эпидота, хлорита, кварца, тесно прорастающих друг друга. В меньшем количестве наблюдается карбонат, серицит, ближе не определимый полевой шпат с показателем преломления меньше 1.537, гематит, лейкоксен и иногда игольчатый актинолит. Структура породы гранобластическая, а при одинаковой ориентировке чешуек хлорита она переходит в отдельных прослойках в лепидобластическую. Так же как в кварц-карбонат-хлоритовых сланцах, нередко наблюдается чередование светлых и темных слоев.

Эти сланцы часто наблюдаются в области контакта с дайками и штоками интрузивов. В таких случаях в них иногда развиваются также мелкие чешуйки биотита.

Эпидот-хлорит-роговообманковые, кварцитовидные, карбонат-эпидотовые, эпидот-пироксен-полевошпатовые сланцы. Описываемые сланцы наблюдались в области контакта интрузивных гранитоидов со свитой метаморфических сланцев и являются контактово-измененными осадочными породами. По внешнему виду они отличаются от обычных сланцев более темной окраской и большей плотностью всей породы.

Под микроскопом отчетливо видна плотная роговиковая, иногда ситовидная и гранобластическая структура. Эпидот-хлорит-роговообманковые сланцы состоят из мелких зерен эпидота (около 40%), обыкновенной зеленой роговой обманки (около 30%), хлорита (20%) и кварца. Встречаются зерна гематита и сфена. Иногда также встречаются зерна моноклинового пироксена, замещаемого роговой обманкой, биотита и плагиоклаза. Иногда отчетливо видно тонкослоистое строение породы, состоящей из чередующихся слоев эпидота с подчиненным хлоритом, биотитом и рудным минералом, и кварца, содержащего подчиненное количество хлорита и эпидота и точно не определенного полевого шпата с показателем преломления меньше 1.537.

Кварцитовидные сланцы представляют собой плотную светлую породу,

состоящую из плотно сросшихся зерен кварца, среди которых раскиданы единичные чешуйки серицита.

Карбонато-эпидотовые сланцы обладают слоистой текстурой и состоят в основном из зерен карбоната, эпидота или цоизита. В меньшем количестве наблюдаются хлориты и гематит. Слоистая текстура породы подчеркивается чередованием слоев карбоната и окрашенных минералов.

Эпидот-пироксен-полевошпатовые сланцы были встречены в верховьях р. Светлой в контакте с интрузивными гранит-порфирами. Они представляют собой породу, состоящую из эпидота, моноклинного пироксена, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и иголок актинолита. Структура породы — кристаллобластическая.

Определение констант пироксена и плагиоклаза на универсальном столике Федорова дало для этих сланцев следующие результаты:

Моноклинный пироксен: $c : Ng = 39^\circ$; $2V = +56^\circ$; $Ng - Np = 0.028$, по свойствам ближе всего к диопсиду.

Плагиоклаз: $BNg = 17^\circ$; $BNm = 73^\circ$; $BNp = 89^\circ$; $2V = +80^\circ$, $\perp (010)$; $PNg = 79^\circ$; $PNm = 30^\circ$; $PNp = 63^\circ$ $\perp (001)$; это — альбит (№ 2).

Все описываемые контактовые породы возникли, несомненно, за счет сланцев метаморфической толщи. В поле удавалось проследить постепенные переходы от неизмененных сланцев к контактово-измененным разновидностям. Местами эти контактово-измененные разновидности слагают довольно широкую зону вокруг интрузивных тел, в других же случаях дайки и штоки залегают среди неизмененных сланцев.

Т у ф о г е н н ы е п р о с л о й к и. Среди сланцев метаморфической серии были встречены некоторые разновидности, изучение которых под микроскопом позволяло предполагать их первоначально туфогенное происхождение. Они состоят из хлорита, кварца, серицита, карбоната и рудного минерала. Но структура породы значительно более мелкозерниста, и в ней наблюдались отдельные участки, состоящие из разложенного стекла, и обломки кристаллов полевых шпатов.

И з м е н е н н ы е д и а б а з ы и д и а б а з о в ы е п о р ф и р ы т ы. Они встречены, как уже отмечалось, лишь среди сланцев метаморфической свиты. В одних случаях удавалось установить, что это — дайки, секущие сланцы, в других соотношение пород оставалось неясным.

Макроскопически, это — темнозеленые плотные, иногда слегка рассланцованные породы. В некоторых образцах были видны порфировые выделения разложенного полевого шпата, зерна эпидота и бурого карбоната. Под микроскопом видно, что во всех шлифах сильно развиты вторичные минералы: эпидот-клиноцоизит, хлорит, карбонат, серицит, среди которых встречаются остатки зерен плагиоклаза № 7 [$\perp (010)$: $BNg = 15^\circ$, $BNm = 74^\circ$, $BNp = 89^\circ$; $2V = +85^\circ$].

Первоначальная структура породы, судя по реликтам плагиоклаза, была офитовая; но весь цветной минерал, выполнявший промежутки между кое-где сохранившимися зернами плагиоклаза, замещен вторичными минералами, преимущественно хлоритом. Из минералов-примесей присутствует сфен и апатит. Иногда наблюдается игольчатый амфибол. Почти во всех шлифах встречается кварц в количестве до 5%, причем, судя по взаимоотношению с реликтами плагиоклаза, часть кварца была первичная.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом; но возможно, что был и цветной минерал, целиком замещенный вторичными продуктами. Лишь в одном шлифе было обнаружено остаточное зерно моноклинного пироксена, замещенного амфиболом и другими вторичными минералами породы.

М р а м о р ы. Макроскопически плотные мелкозернистые белые породы, содержащие иногда участки и прожилки с более крупным зернистым кальцитом. Под микроскопом состоят из кальцита с характерной торцовой структурой. Содержат единичные зерна кварца.

Эффузивно-осадочная толща

Фельзиты. Широко развиты среди кислых пород, составляющих западную часть района. Макроскопически представляют собой сильно рассланцованные зеленоватые, желтовато-белые и серые скрытокристаллические породы; зеленая окраска обычно связана с обилием хлорита, в то время как для светлых разновидностей характерно преобладание серицита. Иногда породы обладают полосчатым строением. Плотные разновидности таких полосчатых фельзитов являются красивым поделочным камнем (яшма).

Под микроскопом видно, что первоначально эффузивная порода содержит значительное количество вторичных минералов — серицита, хлорита, вторичного кварца и мелких зерен рудного минерала (гематита); реже встречаются зерна и прожилки карбоната, зерна эпидота, пирита, биотита. Основная масса чаще всего представляет собой слабо раскристаллизованные стекла с показателем преломления меньше 1.537. Во многих образцах в связи с обилием вторичных минералов сохранились лишь реликты первоначального стекла. Иногда порода более раскристаллизована и представляет собой микрофельзитовую массу с мелкими зернами ближе не определенного полевого шпата, кварца и вторичных минералов. В случае обильного развития вторичных минералов порода превращается в тонкозернистый кварц-серицит-хлоритовый или карбонатизированный сланец с реликтами микрофельзитовой структуры (табл. I, фиг. 1). Природу таких сланцев часто было очень трудно расшифровать.

Были также встречены образцы породы, в которых участками развита микрофельзитовая или стекловатая, а участками характерная сферолитовая структура. В других случаях при раскристаллизации породы они распадались на довольно крупные анизотропные участки с показателем преломления меньше 1.537, в которых встречались включения стекла. В породе довольно часто наблюдались секущие кварцевые, а иногда полевошпатовые жилки.

Фельзитовые порфиры. Значительно распространены среди кислых эффузивов западной части района. Макроскопически, это — обычно сильно рассланцованные зеленовато-серые, серо-желтые, серые и розовато-белые породы, в которых невооруженным глазом видны порфировые выделения кварца. В некоторых случаях порода имеет слоистый вид с чередующимися полосами разной окраски. Иногда плотные разновидности этого типа являются также красивым поделочным камнем (яшма).

Под микроскопом структура породы отчетливо порфировая. Вкрапления принадлежат обычно оплавленным зернам кварца и изредка зернам кислого плагиоклаза. Очень характерна оплавленность зерен кварца, в которых основная масса образует бухточки, придавал им извилистый контур. Вкраплениями значительно более редкого плагиоклаза имеют обычно призматические очертания. Нередко плагиоклаз в порфировых вкраплениях серицитизирован. Во многих образцах вкрапления раздроблены. Количество порфировых вкраплений по отношению к основной массе колеблется от единичных зерен до 25—30% поверхности шлифа.

Основная масса очень часто окварцована и серицитизирована. В тех случаях, когда она сохраняется, видно, что она представляет собой слабо раскристаллизованное стекло или микрофельзит, с очень мелкими зернами кварца и полевого шпата. Встречаются также сферолиты с показателем преломления меньше 1.537. Часто встречаются также секущие кварцевые жилки и скопления вторичного гематита. Среди вторичных минералов нередки также карбонат и хлорит.

В случае обильного развития вторичных минералов часто бывает трудно

Таблица I



Фиг. 1. Окварцованная яшма, возникшая на месте фельзита. $\times 30$. Никколи $+$.



Фиг. 2. Кварцевый альбитофир; вторичный альбит в порфировом выделении. $\times 30$. Никколи $+$.

Таблица II



Фиг. 1. Андезитовый порфирит с р. Банной. $\times 30$.
Николи $+$.



Фиг. 2. Андезитовый порфирит; развитие кассок
рудного минерала вокруг порфировых выделений
полевого шпата. $\times 30$. Николи \parallel .

установить первоначальное происхождение образовавшегося сланца или кислой эффузивной породы. Приходится руководствоваться реликтами микрофельзитовой структуры, сохранившимися среди вторичных минералов, порфировыми включениями и другими нередко косвенными признаками. Измененные эффузивные породы часто почти не отличимы от туфов кислых пород.

Некоторые разновидности этих пород полностью окварцованы и превращены во вторичные кварциты.

Кварцевые альбитофиты. Близко примыкают к только что описанной группе пород (табл. I, фиг. 2). Их основное отличие заключается в том, что альбит в порфировых включениях преобладает над кварцем.

Макроскопически, это — серые, зеленовато-серые или светлые, сильно рассланцованные скрытокристаллические породы с порфировыми выделениями полевого шпата и кварца.

Под микроскопом отчетливо видна порфировая структура породы. Порфировые включения преимущественно принадлежат альбиту № 7 [$\perp(010)$: $BNg=15^\circ$, $BNm=75^\circ$, $BNp=88^\circ$; $2V=+84^\circ$], реже — оплавленному кварцу. В альбите развиваются серицит и кое-где карбонат. Порфировые выделения часто раздроблены.

Основная масса стекловатая, микрофельзитовая, местами сферолитовая; обычно в ней развиваются вторичные карбонат, гематит и пирит, а также мелкие чешуйки серицита, реже хлорита. В сохранившихся участках показатель преломления основной массы равен 1.537. Очень часто в породе развивается вторичный кварц. В одних случаях он образует тонкие жилки, секущие породу, в других он более или менее равномерно распределен во всей среде в виде отдельных зерен или небольших скоплений. Местами вторичный кварц образует в породе целые участки, и порода напоминает уже вторичный кварцит.

Сланцеватость породы во многих образцах подчеркивается обыкновенной ориентировкой чешуй серицита, нередко развивающегося в породе полосами.

Кварцевые порфириты. Часто встречаются среди эффузивных пород. Макроскопически, это — светлофиолетовые, чаще зеленоватые и темносерые рассланцованные породы с порфировыми выделениями полевых шпатов, видимыми простым глазом. Иногда содержат мелкие кристаллики пирита и халькопирита, образование которых связано с гидротермальными растворами.

Под микроскопом отчетливо видна порфировая структура; включения плагиоклаза № 3 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ$, $BNm=74^\circ$, $BNp=88^\circ$; $2V=+86^\circ$]. Кое-где в плагиоклазе встречаются антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Порфировые включения калиевого полевого шпата встречаются значительно реже плагиоклаза. Кварц наблюдается в виде единичных оплавленных порфировых включений. Включения полевых шпатов часто раздроблены. В них развивается серицит, хлорит, жилки вторичного кварца. Иногда на месте плагиоклаза при процессе отложения хлорита вместе с ним отлагается значительное количество чешуек гематита.

Основная масса в большинстве случаев сильно разложена. В ней развиваются мелкие чешуйки хлорита, серицита, кварца, рудный минерал (гематит). Реже встречается эпидот и мелкие чешуйки вторичного биотита. В некоторых шлифах видна микрофельзитовая или стекловатая структура основной массы (показатель преломления стекла — 1.537). Вторичный кварц нередко развивается целыми участками в виде агрегатов мелких зерен или жилок, секущих породу.

Андезитовые порфириты. Наиболее распространенная по-

рода толщи средних эффузивных пород в восточной части района. Макроскопически, это — плотные или рассланцованные породы с отчетливыми порфировыми вкраплениями плагиоклаза. Окраска пород пестрая — темносерая, зеленоватая, фиолетовая, желтовато-серая и черно-серая.

Под микроскопом отчетливо видна порфировая структура породы (табл. II, фиг. 1). Порфировые выделения принадлежат зональному альбитизированному плагиоклазу № 4 [$\perp(010)$: $BNg=17^\circ$, $BNm=73^\circ$, $BNp=88$; $2V=+82^\circ$]. Изредка в порфировых выделениях встречается кварц. Количество порфировых выделений колеблется от единичных зерен до 20—25% поверхности шлифа. Плагиоклаз почти всегда сильно разложен. В нем развивается чаще всего хлорит и карбонат, реже — кварц и гематит. Были встречены порфировые вкрапления плагиоклаза, целиком замещенные агрегатами зерен кварца и карбоната. Изредка в порфировых выделениях встречается вторичный эпидот. При замещении плагиоклаза гематитом и хлоритом возникают своеобразные каемки и жилки в плагиоклазе, переполненные гематитом (табл. II, фиг. 2). Цветной минерал не сохранился; но возможно, что некоторые скопления эпидота и хлорита возникли за его счет.

Основная масса породы сильно хлоритизирована. Характерно обильное развитие гематита, слагающего в некоторых образцах до 30% шлифа, карбоната и эпидота; был встречен также сфен, серицит, кварц. Участками вторичные минералы развиты меньше, и тогда видно, что основная масса представляет собой или бурые стекла с показателем преломления больше 1.537 или же чаще имеет андезитовую структуру с идиоморфными брусочками плагиоклаза, сохранившимися в хлоритизированной массе. Реже наблюдалась гиалоплазматическая, интерсертальная и трахитовая структура.

При обильном развитии вторичных минералов порода превращается в хлорит-карбонат-эпидотовый сланец с реликтами порфировых вкрапленников.

Порода часто рассланцована, а порфировые выделения раздроблены.

Изредка встречаются разновидности, имеющие основную массу того же характера, что и андезитовые порфириты, но не содержащие порфировых выделений. Макроскопически они представляют собой плотные или рассланцованные породы, окрашенные в светлосерый и зеленовато-серый цвет.

Под микроскопом видно, что порода не имеет порфировых вкрапленников и представляет собой темнозернистую массу, состоящую из мелких призмочек плагиоклаза и вторичных хлорита, карбоната, гематита, реже серицита и эпидота. Первоначальная структура породы, судя по реликтам, микроандезитовая. Под микроскопом порода отличается от андезитовых порфиритов лишь отсутствием порфировых вкрапленников.

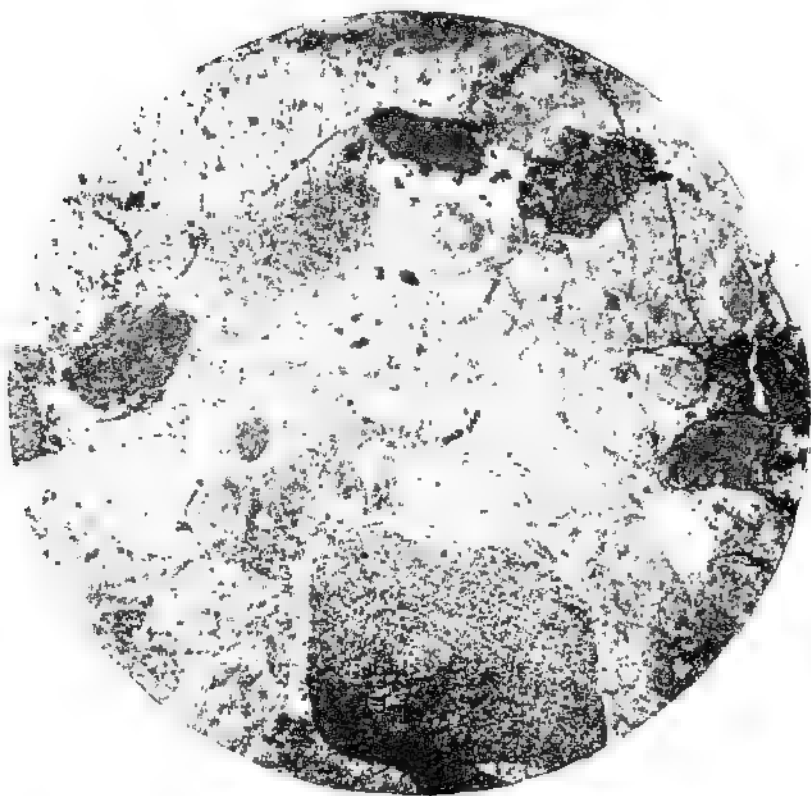
Кварцевые андезитовые порфириты. Развиты в районе мало и тесно примыкают к андезитовым порфиритам, но кварц в виде порфировых вкрапленников почти равен по количеству порфировым выделениям зонального плагиоклаза.

Характер основной массы сходен с описанными андезитовыми порфиритами.

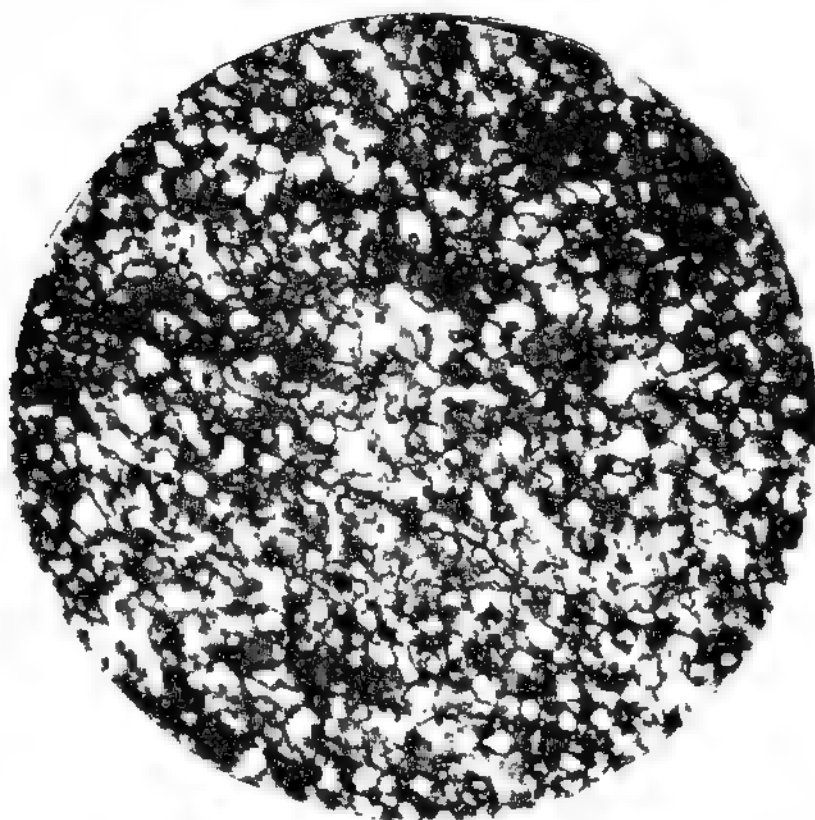
Туфо-конгломаты. Широко распространены среди пород эффузивно-осадочной толщи. Макроскопически часто отчетливо видна обломочная структура породы, состоящей из окатанных обломков сланца, эффузивных пород и осколков зерен кварца и полевого шпата (табл. III, фиг. 1). Породы обычно сильно рассланцованы и окрашены в серый, зеленовато-серый, красноватый и серо-фиолетовый цвета.

Под микроскопом также обычно видна явно обломочная структура породы. Среди обломков встречаются осколки зерен кварца, полевого шпата и эффузивных пород. Особенно много обломков эффузивных пород

Таблица III



Фиг. 1. Обломочная структура туфо-конгломерата. $\times 10$. Николи \parallel .



Фиг. 2. Микроварцит. $\times 60$. Николи $+$.

встречается среди туфо-конгломератов, подстилающих средние эффузивные породы. Часто обломки отчетливо окатаны. Изредка встречаются также обломки диабазов. Первоначальный цемент породы почти полностью замещен вторичными минералами — хлоритом, карбонатом, реже кварцем, серицитом. Довольно часто порода переполнена гематитом. Лишь кое-где в цементе виден тонкозернистый глинистый и туфогенный материал. В породе встречаются мелкие миндалины, выполненные эпидот-клиноцоизитом, хлоритом, карбонатом и кварцем.

Часто вторичные изменения в породе настолько значительны, что она превращается в сланец, о первоначальной природе которого удастся судить лишь по реликтам обломков.

Туфы также широко распространены среди пород эффузивно-осадочной толщи. Макроскопически они представляют собой то сильно рассланцованные, то плотные, часто полосчатые зеленовато-серые, черно-серые, темнофиолетовые породы. Некоторые плотные полосчатые разновидности могут служить в качестве поделочного и облицовочного камня.

Под микроскопом видно тонкозернистое строение породы, состоящей из очень мелких обломков кварца и полевого шпата — меньше 0.1 мм. Очень редко в породе попадаются более крупные обломки эффузивных пород, кварца и полевого шпата, что дает переход к туфо-конгломератам. Мелкие зерна вторичных минералов — хлорита, серицита, карбоната — развиваются обильно; реже встречается эпидот. Слоистость часто подчеркивается неоднородным составом слоев или же чередованием слоев с различной крупностью зерна. При обильном развитии вторичных минералов порода представляет собой кварц-серицит-хлорит-карбонатный тонкозернистый сланец.

Туфогенные песчаники. Встречаются значительно реже, чем туфы и туфо-конгломераты. В одних случаях они залегают среди эффузивных пород, но в других были встречены среди метаморфических сланцев, так что вопрос об их возрасте остался неясным. Макроскопически представляют собой буро-серую, желтовато-серую или зеленовато-серую породу с отчетливой тонколистовой отдельностью.

Под микроскопом видно, что порода состоит из многочисленных мелких обломков кварца, реже полевого шпата и эффузивной породы, заключенных в тонкозернистый (вероятно туфогенный) цемент. В цементе развивается карбонат, серицит, хлорит и лимонит, которые нередко полностью затупшевают первоначальный характер цемента. От туфо-конгломератов порода отличается большой сортировкой обломочного материала, состоящего из мелких обломков одинакового размера.

Глинистый сланец, слабо измененный, был встречен лишь в одном обнажении в виде прослойки среди эффузивных пород. Макроскопически, это — тонко рассланцованный черно-зеленый сланец. Под микроскопом порода состоит из глинистого материала, в котором обильно развиваются мелкие, одинаково ориентированные чешуйки серицита.

Микрокварцит был встречен лишь в одном месте в верховьях р. Красноярки (табл. III, фиг. 2). Подробно он описан в главе о полезных ископаемых. Макроскопически он представляет собой плотную светлосерую кремнистую породу. Под микроскопом состоит из сравнительно равномерных мелких зубчатых зерен кварца, размером от 0.01 до 0.001 мм. Иногда в породе наблюдаются более крупные зерна кварца, карбоната и чешуйки хлорита и серицита.

Контактово-измененные эффузивные породы. Вблизи штоков интрузивных пород, в породах эффузивно-осадочной толщи контактовые изменения очень слабы. Было просмотрено лишь несколько шлифов контактово-измененных эффузивных пород, содержащих прожилки роговообманкового асбеста, близ дайки гранодиорита около устья р. Банной. Макроскопически породы плотные, скрытокристаллические,

содержат тонкие кварцево-карбонатные прожилки и тонкие, до 2—3 см мощностью прожилки роговообманкового асбеста.

Под микроскопом видно слабо раскристаллизованное стекло, переходящее местами в микрофелзитовую массу. Среди вторичных минералов развивается эпидот-клиноцоизит, карбонат, хлорит и игольчатый актинолит. Порода пропитана тонкими кварцево-карбонатными, кварцево-полевошпатовыми и карбонатно-хлоритовыми прожилками. Кроме того, встречаются прожилки, состоящие из тонких иголок актинолита, сросшихся с зернами кварца и карбоната. Иголочки актинолита в этих прожилках часто ориентированы перпендикулярно стенкам трещины.

Интрузивные и жильные породы

Гранодиориты р. Красноярки. Гранодиориты в виде небольших штоков были встречены в Крутом Логу и Ивасином Ключе — притоках р. Красноярки.

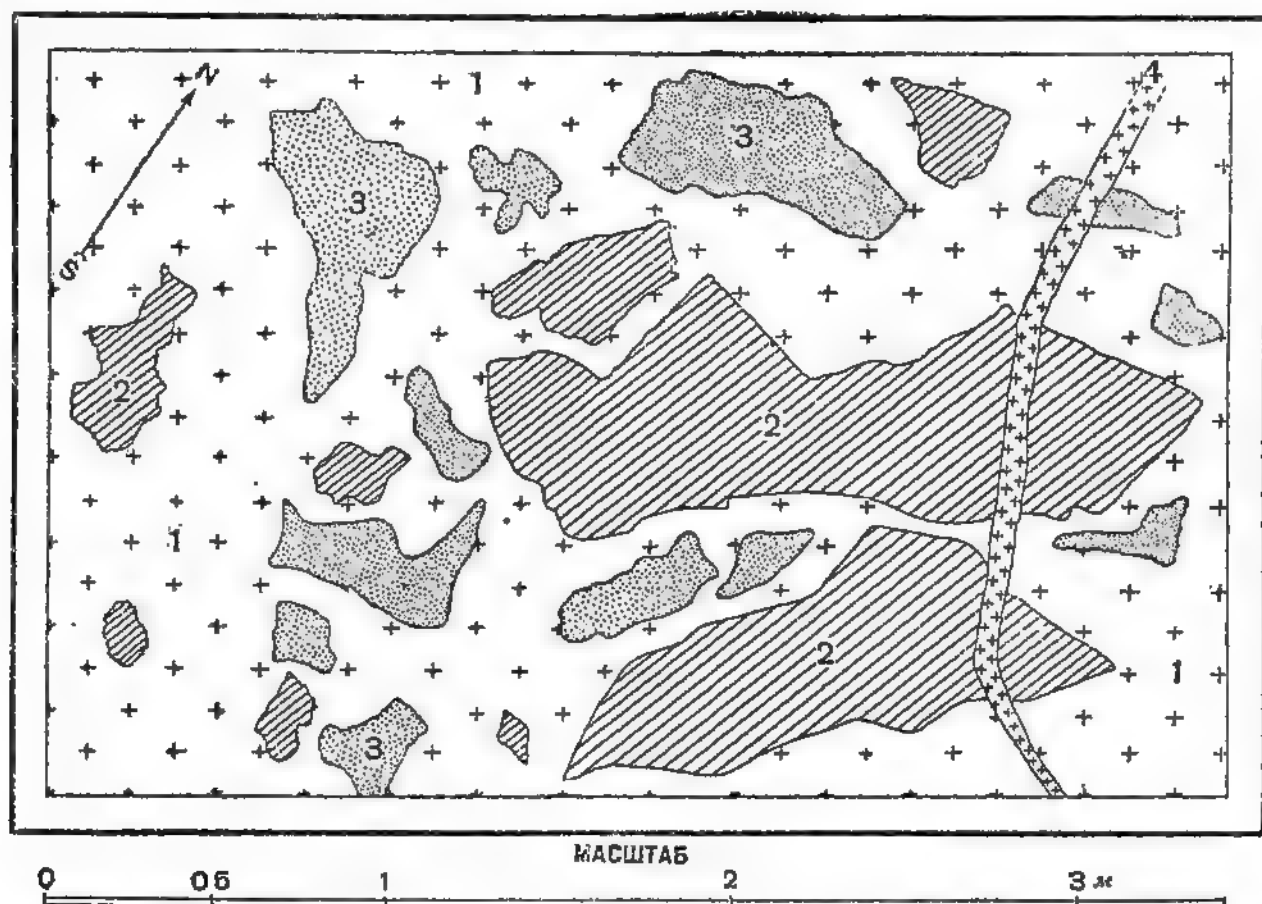


Рис. 7. Зарисовка краевой части гранодиоритового штока в верховье рч. Крутой Лог (в плане).

1 — гранодиорит; 2 — диорит; 3 — хлоритовый сланец; 4 — аплитовая жила.

На рч. Крутой Лог коренные выходы гранодиоритов обнажаются на площади около 10 000—15 000 м² и далее скрыты под осыпями и наносами. Гранодиориты залегают среди сланцев метаморфической свиты, претерпевших контактовый метаморфизм.

В гранодиоритах были встречены в некоторых местах ксенолиты сланцев и более меланократовые участки диоритового состава. Эти диориты имеют форму угловатых обломков, заключенных в более лейкократовом гранодиорите. Вероятно, они представляли собой более меланократовую корку, образовавшуюся в начальные моменты застывания гранодиоритов, разрушенную затем в связи с имевшими место тектоническими подвижками и сцементированную вновь гранодиоритами (рис. 7).

Сами гранодиориты пересекаются тонкими дайками микрогранитов мощностью 10—20 см, розовыми и тонкими кварцевыми жилками (до 5 мм мощности), содержащими эпидот и гранат.

Гранодиориты представляют собой светлорозовую среднезернистую породу, состоящую из видимых простым глазом зерен розового полевого шпата, кварца, редких зерен роговой обманки и тонкозернистых хлоритосерицитовых агрегатов. Местами в породе по трещинам развивается эпидот.

Под микроскопом порода состоит в основном из плагиоклаза (45—50%), калиевого полевого шпата (15—20%), кварца (20—23%) и более редких зерен роговой обманки (5—10%); кроме того, в породе были встречены биотит, рутил, апатит, ортит, магнетит, эпидот, хлорит (пеннин) и серицит.

Плагиоклаз в породе обычно зонален и сильно разрушен, причем наиболее разрушена центральная часть кристаллов. Наиболее обычными продуктами разрушения плагиоклаза являются серицит, эпидот-клиноцоизит, реже хлорит. Плагиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату. Определение констант плагиоклаза часто затруднительно; лишь в некоторых зернах удалось установить, что это вторичный альбит № 4 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ.5$, $BNm=75^\circ$, $BNp=85^\circ$].

Калиевый полевой шпат сохранился лучше и менее разрушен. Он нередко дает с кварцем микропегматитовые сростания. Кварц образует в породе довольно крупные зерна или же дает микропегматитовые сростания с калиевым полевым шпатом. Иногда зерна кварца катаклазированы. Роговая обманка встречается в породе в незначительном количестве. На ее месте охотно развиваются хлорит и эпидот, дающие по некоторым зернам псевдоморфозы, в которых совершенно не сохранилось первоначального минерала. Биотит был встречен лишь в одном шлифе. Апатит и рутил чаще всего образуют включения в других минералах. Ортит сростается с эпидотом.

Порода в целом сильно разрушена и содержит обильное количество постмагматических минералов. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая.

Роговообманковые диориты, образующие обломки, заключенные в гранодиорите, состоят из сильно разрушенного плагиоклаза, моноклинного пироксена (почти нацело замещенного роговой обманкой), роговой обманки, биотита и вторичных эпидота и хлорита.

Гранодиориты, встреченные на р. Ивасин Ключ, образуют выход, значительно меньшего размера. Граниты и окружающие их сланцы пересечены жилами микрогранитов. Граниты метаморфизовали вмещающие сланцы (см. выше описание измененных сланцев).

Микроскопически гранит представляет собой мелкозернистую породу с отчетливо видимыми невооруженным глазом зернами полевого шпата, кварца и хлоритизированного биотита.

Под микроскопом порода состоит из плагиоклаза (40—50%), калиевого полевого шпата (15—25%), кварца (15—20%) и биотита (10—15%). Из минералов-примесей при просмотре в шлифах и при изучении тяжелой фракции, полученной после промывки раздробленного образца породы, были установлены циркон, апатит, сфен; случайные — гранат и пироксен; вторичные — хлорит (пеннин).

Плагиоклаз обычно переполнен мелкими чешуйками серицита с цоизитом, в связи с чем плохо поддается измерению на столике Федорова. В одном кристалле он определен как № 6 [$\perp(010)$: $BNg=15^\circ$, $BNm=76^\circ$, $BNp=87^\circ$; $2V=+84^\circ$].

Калиевый полевой шпат значительно более свежий и нередко содержит тонкие микропертитовые вроски; он принадлежит микроклину [$2V=-81^\circ$; $\perp(010)$: $PNg=80^\circ$, $PNm=15^\circ$, $PNp=79^\circ$].

Биотит отчетливо замещается хлоритом с низкими цветами интерферен-

ции (пеннин); при этом по спайности биотита одновременно развиваются мелкие зернышки рудного минерала и мелкие зерна цемента. Структура гипидиоморфнозернистая, причем характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза.

Жилные породы, связанные с граодиоритами р. Красноярки. Микрограниты были встречены как в самих граодиоритах, так и в сланцах в зоне контакта, в дайках 3—5 м мощности. Макроскопически они представляют собой очень тонкозернистые, плотные розоватые и серые породы.

Под микроскопом порода состоит из мелких зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита, замещаемого хлоритом (пеннин), единичных зерен рудного минерала.

Плагиоклаз слегка зонален, и часто его зерна несколько крупнее зерен других минералов, в связи с чем образуется слегка порфировидная структура. Плагиоклаз часто замещается серицитом; количество его колеблется от 40 до 60% поверхности шлифа; иногда альбитизирован. Определение констант показало: край — альбит, центр № 37—38 [\perp (010): $BNg=18^\circ$, $BNm=72^\circ$, $BNp=89^\circ$; $2V=+86^\circ$; (010): $BNg=22^\circ$, $BNm=68^\circ$, $BNp=88^\circ$].

Более мелкозернистая масса между зернами плагиоклаза выполнена кварцем и калиевым полевым шпатом, которые часто образуют тонкие микропегматитовые сростки. Биотит почти весь замещен хлоритом. В одном шлифе были встречены жилки, секущие породу и выполненные эпидотом и хлоритом.

Кварцевые диориты были встречены в дайках среди сланцев, близ штоков граодиоритов. Макроскопически они представляют собой среднезернистые, то более лейкократовые, то более меланократовые породы, в которых невооруженным глазом видны зерна роговой обманки, эпидота, хлорита и разложенных полевых шпатов.

Под микроскопом видно, что порода сильно изменена. Преобладающим минералом является плагиоклаз, составляющий около 60—65% породы. Он почти нацело замещен эпидотом, хлоритом и серицитом, так что о наличии плагиоклаза часто приходится судить лишь по реликтам этого минерала. Отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу.

Количество калиевого полевого шпата обычно не превышает 5%. Кварц составляет около 10%, редко 15% породы.

Первоначальные цветные минералы нацело разложены, и на их месте возникает вторичная (уралитовая) роговая обманка, замещаемая в свою очередь пеннином. Был также встречен биотит, замещенный хлоритом и магнетитом.

Характерно обильное количество в породе вторичных минералов — эпидота и хлорита, местами образующих сплошные участки.

Дайка диоритов была обнаружена в сланцах вблизи контакта с граодиоритом. Макроскопически, это — плотная темная мелкозернистая порода. Под микроскопом видно, что порода сильно разложена и разрушена. Она состоит из плохо сохранившегося плагиоклаза (40—50%), на месте которого развивается серицит, эпидот, клиноцоизит и хлорит, а также из моноклинового пироксена, замещаемого зеленой роговой обманкой (около 30%), и кварца (около 5%). Остальная часть породы заполнена хлоритом и эпидотом.

Граниты р. Банной. Эта порода образует несколько небольших штоков и даек, обнажающихся близ устья р. Банной. Дайки носят отчетливые следы дислокационного метаморфизма и часто расслацованы, причем иногда минералы в породе ориентированы параллельно сланцеватости. Эти дайки в свою очередь секутся небольшими дайками розовато-серых аплитовидных мелкозернистых пород.

Исследование под микроскопом показало, что последние состоят из 7-

слового плагиоклаза (80—85%), кварца и редких зерен роговой обманки, эпидота и пирита.

Граниты макроскопически представляют собой розоватую породу, состоящую из полевого шпата, кварца, роговой обманки и тонкозернистого хлоритового агрегата.

Под микроскопом видно, что порода состоит из плагиоклаза (30—35%), калиевого полевого шпата (30—35%), кварца (20—25%) и роговой обманки. Из минералов-примесей при просмотре шлифов и тяжелой фракции, полученной после промывки раздробленной породы, были установлены апатит, циркон, сфен, магнетит. Второстепенные — биотит, диопсид. Вторичные — пирит, эпидот, хлорит, серицит, карбонат.

Плагиоклаз обычно сильно разрушен, и на его месте обильно развиваются серицит, эпидот и хлорит; он отчетливо идиоморфен и часто зонален; во многих случаях альбитизирован. Определение показало, что это плагиоклаз № 28—30 $\left[\frac{[010]}{(001)}\right]$: $BNg=13^\circ$, $BNm=76^\circ$, $BNp=85^\circ$.

Калиевый полевой шпат сохранился несколько лучше, чем плагиоклаз. Нередко содержит пертитовые вроски, иногда образует с кварцем микропегматитовые сростки. Определение показало, что это — ортоклаз $[PNm=5^\circ; \perp(001)]$.

Кварц отчетливо ксеноморфен по отношению к полевым шпатам, особенно к плагиоклазу; иногда он катаклазирован и раздроблен. Роговая обманка почти не сохранилась: вторично на ее месте развивается хлорит. Очень характерно обильное развитие в породе эпидота, хлорита и серицита. Магнетит иногда дает с кварцем скелетообразные сростания. Структура гиподиоморфнозернистая, причем характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза.

Тоналиты р. Карагая (Лог Широкий). Эти породы выходят среди сланцев метаморфической свиты, образуя шток размером 200×100 м и небольшую дайку мощностью около 15 м. Макроскопически они представляют собой серую среднезернистую, богатую вторичными минералами породу, в которой видны зерна полевых шпатов и разрушенной роговой обманки.

Под микроскопом порода среднезернистая и состоит в основном из плагиоклаза (60—70%), кварца (15—20%), роговой обманки (10—15%). Кроме того, были встречены зерна калиевого полевого шпата, циркона, рудного минерала, биотита, а из вторичных обычны эпидот, клиноцоизит, хлорит, гематит и серицит; встречен пирит. При просмотре тяжелой фракции, полученной после промывки раздробленного образца, был также установлен апатит, сфен, ортит, эпидот и флюорит.

Плагиоклаз отчетливо идиоморфен и встречается в зернах различной величины (0.3—1.5 мм); слабо зонален. Сильно разрушен, особенно в центральной части, причем на его месте развивается серицит и подчиненный эпидот. Сам плагиоклаз превращен в альбит № 2—3 $\left[\frac{[001]}{(010)}\right]$: $BNg=75^\circ$, $BNm=16^\circ$, $BNp=86^\circ$; $\perp(010)$: $BNg=15^\circ$, $BNm=80^\circ$, $BNp=87^\circ$.

Калиевого полевого шпата в породе немного, и он сохранился лучше, чем плагиоклаз.

Кварц явно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, часто катаклазирован. Образует довольно крупные зерна, иногда дает мirmekитовые вроски плагиоклаза.

Зерна роговой обманки часто изогнуты, раздроблены, обычно замещаются хлоритом, сопровождаемым эпидотом. Встречаются довольно крупные пластинки хлорита, замещающие одновременно зерна роговой обманки и соседнее зерно плагиоклаза. Гематит в виде мелких пластинок образует в некоторых участках породы скопления. Вся порода переполнена вторичными минералами.

Структура гинидиоморфнозернистая. Порода занимает промежуточное место между гранодиоритами и кварцевыми диоритами и ближе всего стоит к тоналитам.

Жильные породы р. Карагай. В пизовьях р. Карагай недалеко от штоков тоналита (по р. Джуралу) среди сланцев метаморфической свиты были встречены дайки диоритов, гранодиоритов и гранит-аплитов.

Дайки диоритов были встречены близ устья р. Джурала, у ее впадения в р. Карагай. Сходная дайка сильно разложившихся диоритов была встречена на р. Ночпой.

Макроскопически диорит представляет собой равномернозернистую, местами порфировидную породу, в которой видны зерна плагиоклаза, а иногда и пироксен, часто замещенные хлоритом и эпидотом. Под микроскопом видно, что порода переполнена вторичными минералами.

Зональный плагиоклаз составляет 60—70% породы. Он интенсивно замещается серицитом и эпидот-клиноцоизитом и альбитизирован. Определение показывает, что это — альбит № 4 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ$, $BNm=74^\circ$, $BNp=88^\circ$; $2V=+84^\circ$].

В некоторых случаях сохраняется моноклиновый пироксен, замещаемый зеленой роговой обманкой (около 20—25%). Чаще сохраняется лишь роговая обманка, замещенная в свою очередь эпидотом и хлоритом. Довольно много рудного минерала, составляющего до 10% породы. Характерно обильное развитие хлорита и эпидота. Первоначальная структура породы затупевана вторичными минералами.

Жильные гранодиориты были встречены в верховьях р. Джурала. Макроскопически они представляют собой среднезернистую породу с более крупными зернами роговой обманки и более мелкими зернами полевых шпатов.

Под микроскопом видно, что порода переполнена вторичными минералами. Плагиоклаз составляет около 40—45% породы и почти нацело замещен тонкозернистым агрегатом зерен эпидот-клиноцоизита и серицита и альбитизирован. Он принадлежит альбиту № 7 [$\perp(010)$: $BNg=14^\circ$, $BNm=76^\circ$, $BNp=90^\circ$; $2V=+84^\circ$; $\perp(001)$: $BNg=80^\circ$, $BNm=22^\circ$, $BNp=71^\circ$].

Калиевый полевой шпат составляет около 10—15% породы и сохранился лучше плагиоклаза; кварца также около 10%. Оба минерала ксеноморфны по отношению к плагиоклазу. Иногда дают микропегматитовые срастания. Роговая обманка составляет около 15% породы; определение ее констант дало: $2V=-80^\circ$; $c:Ng=17^\circ$; $Ng-Np=0.020$; Ng — бурая, Np — бледножелтовато-бурая. Местами она содержит реликты зерен моноклинового пироксена, за счет которого она развивается; в свою очередь замещается хлоритом. Остальная часть породы выполнена агрегатом зерен эпидот-клиноцоизита, хлорита и карбоната. Были встречены зерна апатита и магнетита. Структура гинидиоморфнозернистая, сильно затупеванная вторичными процессами. Порода занимает промежуточное место между гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В некоторых других разновидностях количество калиевого полевого шпата повысилось до 30%, и порода представляет собой уже типичные гранодиориты.

Гранит-аплит. Был встречен в виде даск на р. Карагае. Макроскопически порода сильно рассланцованная, мелкозернистая, светлая. Под микроскопом видно, что порода сильно изменена и переполнена вторичными минералами. Полевые шпаты почти нацело замещены чешуйками серицита, реже хлоритом и карбонатом и составляют около 70% породы. Часть полевого шпата представляет собой, несомненно, кислый плагиоклаз с показателем преломления меньше 1.537; остальная часть полевых шпатов нацело замещена вторичными минералами. Кварц составляет около 15—20% породы и выполняет промежутки между разложившимися зернами полевых

шпатов. Рудного минерала (гематита) в породе около 5%, причем он несомненно связан со вторичными минералами и отлагался по трещинам в полевых шпатах. Остальное пространство шлифа выполняют более крупные кристаллы карбоната и хлорита.

Плагиоаплиты. Были встречены в виде небольших даек в верховьях р. Шильдяна и у гольца Гульбище. Одна из даек в верховьях р. Шильдяна расположена в контакте эффузивных пород и метаморфических сланцев, и к ней приурочены небольшие месторождения гематита.

Макроскопически плагиоаплиты представляют собой темносерую тонкозернистую, иногда слегка порфировидную породу. Под микроскопом видно, что порода на 70—80% состоит из плагиоклаза № 7 [$\perp(010)$: $BNg=15^\circ.5$, $BNm=75^\circ$, $BNp=87^\circ$; $2V=+82^\circ$]. В одном шлифе были также встречены единичные зерна калиевого полевого шпата. Остальная часть породы сложена в основном хлоритом (пеннипом), который сопровождается обильными чешуйками гематита. Хлорит нередко отчетливо замещает плагиоклаз, в котором также развиваются серицит, карбонаты, изредка эпидот. Было встречено довольно много апатита и единичные зерна кварца.

Гранит-порфиры. Породы, отнесенные к этой группе, были встречены преимущественно на водоразделе рр. Хайдуна, Коксочки и Убы, в верховьях р. Ночной и близ устья р. Красноярки. В этой группе пород следует выделить следующие разновидности: аляскитовые граниты, кварцевые порфиры, альбит-гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и фельзиты.

1. Аляскитовые граниты были встречены в верховьях р. Ночной и на горе близ устья р. Красноярки. Они нередко слагают довольно крупные интрузивные тела и дайки. Макроскопически — светлые, розовато-серые плотные, местами слегка порфировидные породы. Характерно незначительное содержание цветных минералов.

Под микроскопом видно, что порода равномернозерниста, катаклазирована и состоит преимущественно из крупных зерен плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата, между которыми в виде окаймляющих, а иногда и секущих прожилков развивается мелкозернистая масса тех же минералов.

Калиевый полевой шпат составляет около 30—40% породы. Многие зерна обладают характерной микроклиновой решеткой и содержат микропертитовые вроски. С кварцем образует местами микропегматитовые сростания. В нем развиваются прожилки, выполненные серицитом и альбитом. Это — микроклин [$PNg=82^\circ$, $PNm=12^\circ$, $PNp=82^\circ$; $2V=-72^\circ$].

Плагиоклаз составляет от 25 до 40% породы. Определение показало, что это — альбит № 3 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ.5$, $BNm=73^\circ.5$, $BNp=88^\circ$; $2V=+80^\circ$; $\perp(001)$: $BNg=76^\circ$, $BNm=29^\circ$, $BNp=65^\circ$].

Кварц светлый составляет около 20—30% породы. Биотита в породе немного, до 2—4%. Встречены зерна циркона, апатита, пирита, эпидота, роговой обманки. Хлорит и серицит нередко развиваются в породе в жилках. Структура породы аллотриоморфнозернистая.

2. Кварцевые порфиры были встречены в виде небольших штоков, а чаще даек в верховьях Хайдуна на Коксинских белках, в верховьях рр. Ночной и Бавной.

Макроскопически представляют собой плотную мелкозернистую породу, в которой видны порфировые выделения кварца и полевых шпатов. Некоторые разновидности содержат пирит. Встречаются брекчированные и расслапцованные разновидности.

Под микроскопом отчетливо видно порфировое строение породы. Порфировые вкрапленники представлены оплавленными кристаллами кварца, реже калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Очень характерна оплавленность вкрапленников кварца, в котором основная масса дает глубокие бухточки.

Количество порфировых выделений в породе колеблется в различных образцах от единичных зерен до 30—35%.

Основная масса то сферолитовая (табл. IV, фиг. 1), то фельзитовая, то микрогранитовая, то полустекловатая; очень часто она сильно окварцована, серицитизирована и хлоритизирована. Кварц, серицит, а кое-где и кальцит нередко образуют в породе тонкие секущие прожилки. В некоторых образцах было обнаружено довольно много вторичного пирита.

Плагноклаз оплавлен значительно реже, чем кварц; он часто катаклазирован с мозаичным потасованием и переполнен чешуйками серицита. Он принадлежит альбиту № 4 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ$, $BNm=74^\circ$, $BNp=88^\circ$; $2V=+82^\circ$].

Калиевый полевой шпат нередко подвергается вторичной альбитизации, причем альбит развивается в нем с краев и по трещинкам (табл. IV, фиг. 2). Определение констант показывает, что это — микроклин [$2V=-68^\circ$; $PNg=18^\circ$, $PNm=15^\circ$, $PNp=82^\circ$].

3. Альбит-гранит-порфиры также были встречены в верховьях р. Ночной и у устья р. Красноярки. Макроскопически представляют собой плотные серые, розовато-белые породы с порфировыми выделениями полевого шпата и кварца. Во многих образцах по трещинкам видны кристаллы пирита и гематита.

Под микроскопом отчетливо видна порфировая структура породы. В порфировых вкраплениях преобладает плагноклаз, реже встречается оплавленный кварц. Количество порфировых вкраплений в разных образцах колеблется от единичных зерен до 25—30% поверхности шлифа.

Плагноклаз во многих случаях обладает характерным шахматным строением. Определение показывает, что это альбит № 2—4 [$\perp(010)$: $BNg=16^\circ$, $BNm=74^\circ$, $BNp=88^\circ$; $\frac{(001)}{(001)}$: $BNg=75^\circ.5$, $BNm=14^\circ$, $BNp=87^\circ.5$]. Местами в кислом плагноклазе наблюдаются остаточные зерна более основного. В некоторых зернах развиваются вторичные карбонат и серицит.

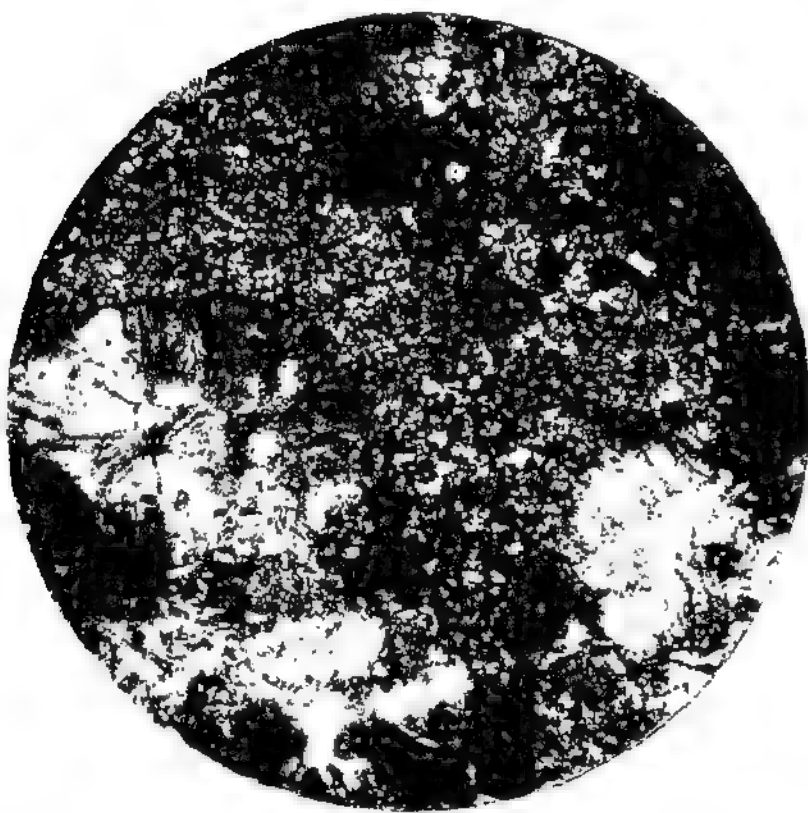
Основная масса в большинстве образцов сильно изменена и превращена в тонкий агрегат зерен кварца и серицита. В тех случаях, когда процессы окварцевания и серицитизации не захватывают весь шлиф, видна микрофельзитовая, а изредка микрогранитовая структура основной массы, состоящей из полевого шпата и кварца. В основной массе также были встречены мелкие зернышки апатита; гематит, пирит, хлорит, карбонат, эпидот (редко), а в одном шлифе мелкие пластинки биотита. Довольно часто в породе встречаются тонкие секущие жилки, выполненные кварцем или кварцем и альбитом. Изредка в строении породы под микроскопом видна флюидальная текстура (табл. V, фиг. 1).

4. Гранодиорит-порфиры примыкают довольно близко к описанным альбит-гранит-порфирам и генетически тесно связаны с ними. Существенное отличие заключается в отчетливо кристаллической основной массе и в более основном составе плагноклаза порфировых вкраплений. Макроскопически представляют собой серо-зеленые отчетливо порфировые плотные породы.

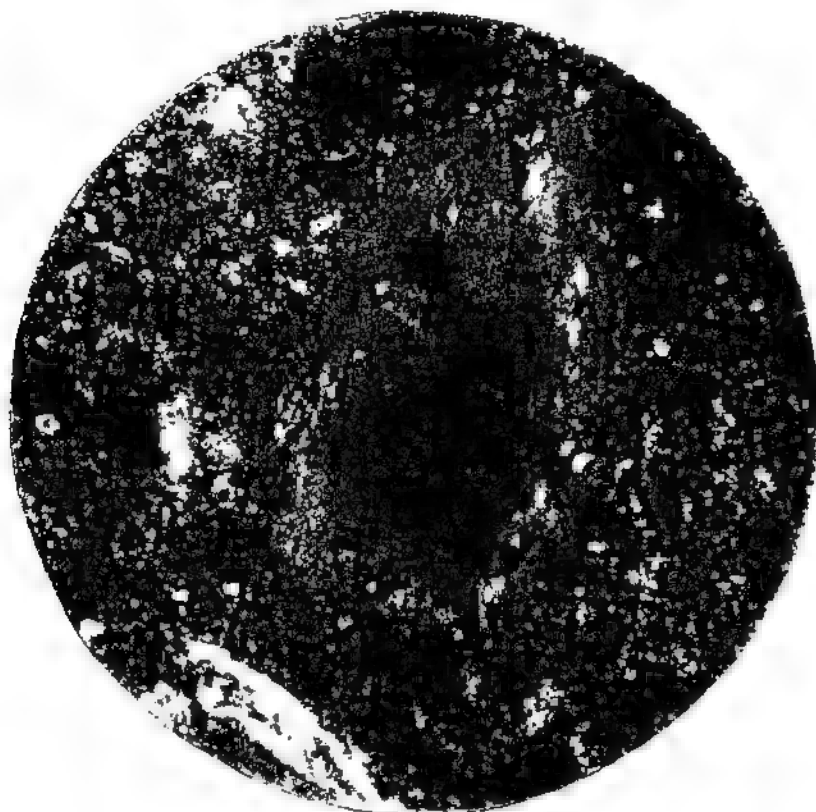
Под микроскопом видна порфировая структура породы. Порфировые вкрапления принадлежат зональному альбитизированному плагноклазу и реже кварцу. Изредка встречается в некоторых шлифах и биотит. Определение констант плагноклаза их показывает различный состав: № 7 [$\perp(010)$: $BNg=14^\circ$, $BNm=76^\circ$, $BNp=89^\circ$]; № 5 [$\perp(001)$: $BNg=79^\circ$, $BNm=24^\circ$, $BNp=69^\circ$]; № 15 [$\perp(001)$: $BNg=83^\circ$, $BNm=18^\circ$, $BNp=74^\circ$]; № 3 [$\perp(010)$: $BNg=17^\circ$, $BNm=73^\circ$, $BNp=87^\circ$].

Более мелкозернистая основная масса ясно кристаллическая и состоит из преобладающих мелких зерен плагноклаза (до 60% основной массы)

Таблица IV

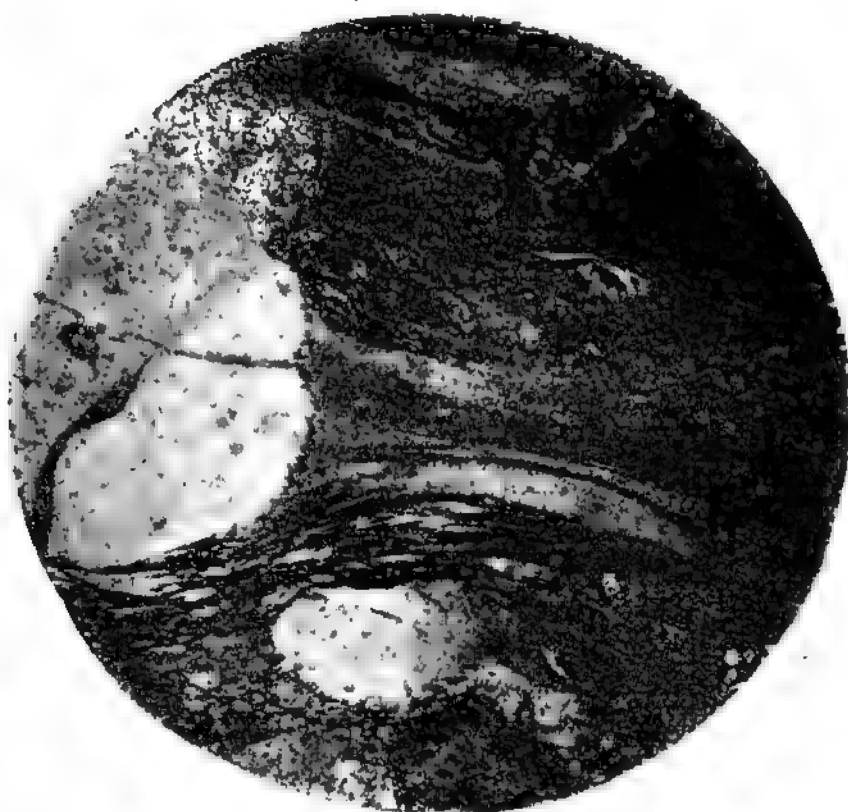


Фиг. 1. Кварцевый порфир; сферолит в основной массе. $\times 30$. Николи $+$.

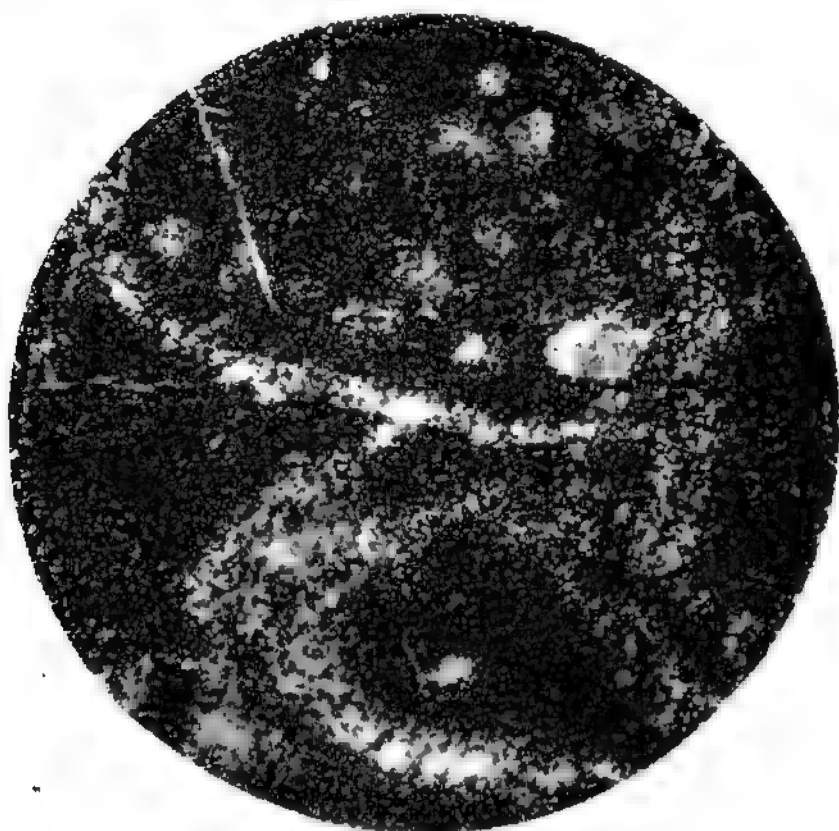


Фиг. 2. Интрузивный кварцевый порфир; замещение альбитом калиевого полевого шпата во вкрапленнике $\times 30$. Николи $+$.

Таблица V



Фиг. 1. Интрузивный кварцевый порфир; флюидальная текстура основной массы и оплавленный вкрапленник кварца. $\times 20$. Николи \parallel .



Фиг. 2. Интрузивный фельзит; раскристаллизованная основная масса. Жилка вторичного кварца. $\times 30$. Николи \perp .

Т а б л и ц а VI



Фиг. 1. Диабазовый порфирит. $\times 30$. Николи +.

и подчиненных кварца и калиевого полевого шпата, образующих иногда микропегматитовые сростания; встречаются также биотит, эпидот, хлорит, серицит, сфен, рудный минерал. В некоторых участках порода окварцована.

Близко к этой группе примыкают гранодиорит-порфиры со сферолитовой основной массой, встреченные в дайках близ устья р. Красноярки. Порфировые выделения в них также принадлежат плагиоклазу и реже оплавленным зернам кварца. Плагиоклаз относится к альбиту № 3 [$\perp(010)$: $BNg=17^\circ$, $BNm=73^\circ$, $BNp=87^\circ$; $2V=+84^\circ$].

Основная масса неоднородна. Часть ее состоит из хорошо образованных сферолитов с показателем преломления меньше 1.537 (кальевый полевой шпат), составляющих около 30—40% основной массы. Остальное пространство выполнено тонкозернистой микрогранитовой, даже микрофельзитовой массой, состоящей из полевых шпатов (частично, несомненно, плагиоклаза и кварца); участками также наблюдаются тонкие микропегматитовые сростания.

5. Жильные фельзиты также тесно примыкают к описываемой группе пород. Макроскопически представляют собой плотные серые, розовато-белые породы без видимых порфировых выделений.

Под микроскопом порода очень мелкозерниста. Местами видно, что она состоит из мелких зерен полевых шпатов и кварца. В других случаях она представляет собой слабо раскристаллизованное кислое стекло. Порода очень часто содержит много вторичного кварца и серицита, которые обычно сопровождаются рудным минералом. Нередко встречаются секущие породу тонкие кварцево-полевошпатовые жилки (табл. V, фиг. 2).

Описанные породы объединены нами под общим названием гранит-порфиров и тесно связаны друг с другом. Лишь кварцевые порфиры занимают несколько обособленное место. Остальные же разновидности нередко дают переходы в пределах одного интрузивного тела.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р ы (табл. VI, фиг. 1). Породы этой группы отличаются от уже описанных сильно измененных диабазовых порфиритов, встреченных среди сланцев метаморфической свиты, значительно большей свежестью. Кроме того, они секут эффузивно-осадочную толщу, в то время как сильно измененные диабазовые порфириты были встречены лишь в пределах метаморфической свиты.

Макроскопически они представляют собой плотную темнозеленую породу с порфировыми выделениями плагиоклаза, а иногда и пироксена. Под микроскопом видно порфировое строение породы. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу, реже моноклинному пироксену. Определение констант дало: для пироксена [$2V=+62^\circ$; $c:Ng=39^\circ$; $Ng-Np=0.025$] и альбита № 2 [$\perp(010)$: $BNg=17^\circ$, $BNm=72^\circ.5$, $BNp=89^\circ$; $\perp(001)$: $BNg=80^\circ$, $BNm=22^\circ$, $BNp=71^\circ$].

Плагиоклаз альбитизирован полностью, часто замещается хлоритом, эпидотом, иногда тонкозернистым кварцево-хлоритовым агрегатом; пироксен замещается хлоритом и эпидот-клиноцоизитом.

Основная масса состоит из мелких пидоморфных призмочек плагиоклаза, заключенных в хлоритовой массе. На ряду с хлоритом во многих образцах обилён рудный минерал (гематит). Встречаются тонкие иголки актинолита. Изредка наблюдаются зерна первичного кварца, судя по его явно ксеноморфному положению относительно плагиоклаза.

Все породы часто пересекаются многочисленными тонкими жилками, выполненными карбонатом и хлоритом.

П о с т м а г м а т и ч е с к и е ж и л ь н ы е п о р о д ы. Постмагматические жильные породы в районе крайне однообразны по своему минералогическому составу. Их можно разбить на три основные группы: 1) кварцево-полевошпатовые жилы, 2) рудные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы и 3) безрудные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы.

1. Кварцево-полевошпатовые жилы были встречены вблизи выходов

интрузивных гранит-порфиров. Макроскопически они состоят из белого малопрозрачного кварца, в котором заключены кристаллы и сростки кристаллов розового полевого шпата; количество полевого шпата в некоторых жилах достигает 35% массы жил. Нередко в этих жилах наблюдаются также пирит, гематит, эпидот. Под микроскопом видно, что полевой шпат — исключительно микроклин. Довольно часто зерна кварца и микроклина раздроблены и залечиваются мелкими зернами кварца второй генерации, а местами и кальцитом.

2. Рудные кварцево-карбонатные жилы состоят из кварца, с примесью более позднего кальцита и мелких зерен пирита, гематита, иногда халькопирита; встречается редкий серицит и хлорит.

3. Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы состоят или из одного кварца или же из кварца и подчиненного более позднего кальцита. Изредка у зальбаднов встречаются серицит, хлорит.

Биотитовые порфировидные граниты. В пределах описываемого района они встречены не были. Крупные интрузивы этих гранитов, выступающие на рр. Убе и Хампре, были бегло осмотрены во время двух кратковременных маршрутов в долины этих рек. Эти породы довольно подробно описаны в работах В. В. Груза, И. Н. Курек и И. Ф. Катковой. Нами было просмотрено лишь несколько шлифов из образцов, взятых во время кратковременной экскурсии.

Уже макроскопически эти породы, обладающие в большей части характерным порфировидным строением, резко отличаются от описанных выше гранитоидов. Они значительно более свежи и сложены крупными кристаллами полевых шпатов, слегка дымчатого кварца и мелкими чешуйками биотита и мусковита. В красных частях массива наблюдаются более мелкозернистые и равномернозернистые разновидности, сложенные теми же минералами. В обоих случаях, т. е. и на р. Хампре и на р. Убе, граниты слагают крупные массивы.

Под микроскопом видно, что порода в основном состоит из калиевого полевого шпата (25—30%), плагиоклаза (30—35%), кварца (25—30%), биотита и мусковита. Кроме того, при просмотре шлифов и тяжелой фракции, полученной после промывки раздробленного образца, были обнаружены апатит, сфен, магнетит, монацит, флюорит, рутил, циркон, пльмелит, пирит, хлорит, эпидот-клиноцоизит, серицит.

Плагиоклаз № 12 [$\perp(010)$: $BNg=9^\circ$, $BNm=81^\circ$, $BNp=88^\circ$] обычно отчетливо идиоморфен по отношению к кварцу и калиевому полевоу шпату. Образует то более крупные, то более мелкие призматические зерна; изредка слегка зонален. В некоторых зернах замещается мелкими чешуйками серицит-мусковита.

Калиевый полевой шпат, представленный микроклином с характерной решеткой или без нее [$BNg=80^\circ$: $BNm=12^\circ$, $BNp=84^\circ$, $2V=-72^\circ$], образует обычно более крупные порфировидные зерна и ксеноморфен по отношению к плагиоклазу; часто образует микропертитовые вроски в плагиоклазы. Кварц образует крупные зерна со слабым волнистым погасанием. Зерна всех минералов местами раздроблены. Цветные минералы представлены мусковитом и биотитом, интенсивно плеохроирующим от светлокоричневого цвета почти до бесцветного. Оба минерала нередко образуют сростки. Биотит иногда замещается хлоритом.

Более мелкозернистые красные разновидности породы обладают приблизительно тем же минералогическим составом, но содержат местами большее количество слюд, роговую обманку и больше калиевого полевого шпата.

Для пород этой группы очень характерно наличие монацита, не обнаруженного в гранодиоритах, развитых в долине р. Коксы. Шлихи, взятые по рр. Убе и Хаамиру, также содержат монацит, выносимый из этих гранитов в процессе выветривания.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ХРЕБТА ХОЛЗУН

На основании приведенного материала мы можем наметить следующую схему геологической истории описываемого района. Ясно, что мы не можем рассматривать наш район изолированно, а должны изучать его историю в свете тех представлений о геологии Горного и Рудного Алтая, которые наметились в настоящее время в результате работ последних лет. Наиболее полно эти данные сведены в работах В. П. Нехорошева [11, 12], Н. А. Елисеева [4] и Б. Ф. Сперанского [15].

Наиболее древними породами в описываемой части Горного Алтая являются метаморфические сланцы, образовавшиеся преимущественно из осадочных пород (песчанников и глинистых сланцев), с которыми переслаиваются туфогенные породы. Эти сланцы были несомненно смяты и метаморфизованы до отложения пород эффузивно-осадочной толщи девона. Наиболее вероятный их возраст, как уже указывалось, кембро-силур. На основании этого мы можем скорее всего предполагать, что породы кембро-силура были смяты каледонской складчатостью, установленной в ряде мест Алтая. Судя по конечным продуктам метаморфизма (хлорит, серицит, гематит и т. д.), преобразование первоначально осадочных пород в сланцы протекало на незначительной глубине, т. е. в эпизоне или верхней части мезозоны, и, вероятно, при существенном влиянии стресса.

Дайки измененных диабазовых порфиритов и диабазов, по имеющимся материалам, внедрялись в сланцы до отложения пород эффузивно-осадочной толщи девона. Скорее всего они генетически связаны с комплексом основных и ультраосновных пород, установленных во многих местах Рудного Алтая. Эти породы, по данным Н. А. Елисеева, залегают всегда в сланцах кембро-силура и имеют скорее всего каледонский возраст.

В дальнейшем, смятые в складки сланцы метаморфической толщи были размыты, и, начиная с верхнего силура, на их размытой поверхности стали отлагаться новые осадочные породы. В пределах описываемого района породы верхнего силура отсутствуют. Ближайшие выходы были описаны в Коргонском и Чарышском хребтах.

В рассматриваемом же районе на метаморфических сланцах непосредственно залегают эффузивно-осадочные толщи девона, точнее не определенного.

Как уже отмечалось, кислые и основные породы в описываемом районе разобщены; но на основании сопоставления с разрезами эффузивных толщ в соседних районах мы можем предполагать, что излияние кислых лав предшествовало средним. К этому выводу все же следует относиться с осторожностью, так как разрезы эффузивных толщ во многих случаях даже на незначительных расстояниях могут не совпадать.

Изучение эффузивных толщ в описываемой части Холзунского хребта подтверждает вывод Н. А. Елисеева о том, что существовавшее ранее представление о слабом развитии средних пород в Алтае неправильно.

Сопоставляя характер эффузивно-осадочной толщи района и этих же пород в более изученном Рудном Алтае, мы можем отметить две особенности: 1) в описываемом районе среди эффузивных пород содержится лишь незначительное количество песчано-глинистых прослов и 2) среди кислых лав не наблюдается спилитовых прослов и сами породы не носят отчетливых черт спилито-кератофировых лав, характерных для подводных излияний, как это было отмечено Н. А. Елисеевым для значительной части Рудного Алтая.

Известные в других частях Алтая осадочные и эффузивные породы верхнего девона, карбона и верхнего палеозоя в районе не встречены.

Описанные выше интрузивные породы скорее всего примыкают к змеиногорскому комплексу Н. А. Елисеева, относимому к первому варисскому

вулканическому циклу. По Н. А. Елисееву к змеиногорскому интрузивному комплексу следует относить следующие породы: оливиновые габбро-пориты, габбро-пориты, кварцевые габбро-пориты, тоналиты, гранодиориты, трюцъсмиты, адамеллиты, плагиоклазовые граниты, нормальные граниты, а также жильные породы — пегматиты, аплиты, грейзены, гранит-порфиры, граптофиты, кварцевые альбит-порфиры, кварцевые порфиры, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты, диабазы, снессартиты, миниты, вогезиты. Последовательность интрузии идет от основных к кислым.

В пределах описываемого района были встречены далеко не все породы змеиногорского комплекса. Основные породы отсутствуют совершенно, а были встречены лишь некоторые гранитоиды, описанные в петрографическом очерке.

Жильные породы типа гранит-порфиров в районе имеют значительно более свежий облик, чем тоналиты и гранодиориты, что также согласуется с выводом Н. А. Елисеева, по которому эти породы являются одними из самых поздних среди интрузий змеиногорского комплекса.

В связи с варисскими горообразовательными процессами все описываемые породы были смяты в складки СЗ простирания. В описываемом районе нет прямых данных для выделения нескольких фаз варисского орогенеза. Внедрение интрузивных пород змеиногорского комплекса происходило преимущественно по зоне разлома, идущего близ долины р. Коксы. Мощные зоны смятия, установленные В. П. Нехорошевым для соседнего Рудного Алтая, не были встречены в районе.

Изучение процессов метаморфизма, имевших место в различных породах, показывает следующее: метаморфические сланцы, как уже упоминалось, сложены в основном хлоритом, кварцем, карбонатом, серицитом, полевым шпатом, эпидот-клиноцоизитом, гематитом и другими более редкими минералами; лишь в контактах с некоторыми интрузивными телами в них развиваются пироксен, роговая обманка и некоторые другие высокотемпературные минералы.

С процессами аутометаморфизма в породах эффузивно-осадочной толщи связано возникновение таких минералов, как хлорит, серицит, эпидот-клиноцоизит, кварц, гематит, карбонат и альбитизированный плагиоклаз. Наконец, с постмагматическими процессами, вызванными интрузиями змеиногорского комплекса, обычно связаны также кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы с карбонатом, хлоритом, гематитом, эпидотом и другими минералами. В самих интрузивах на месте первоначальных магматических минералов, в связи с процессами аутометаморфизма, развиваются тоже альбит, эпидот, хлорит, серицит и другие минералы. Интрузии имеют типичный гипабиссальный характер, что особенно отчетливо в породах гранит-порфирового ряда, имеющих нередко структуру типичных эффузивных пород.

Все эти данные в свете современных представлений о физико-химических условиях минералообразования позволяют утверждать, что породы описываемого района не претерпевали глубокого метаморфизма и все их развитие протекало в условиях эпизоды.

Более поздние слюдяные граниты, связанные с последним варисским вулканическим циклом, в описываемом районе встречены не были. Сопоставление двух ближайших крупных интрузий биотитовых гранитов на рр. Убе и Хамире с породами змеиногорского комплекса позволяет наметить в рассматриваемом районе еще одну характерную черту, дающую возможность различать эти породы. Биотитовые граниты содержат в качестве минерала-примеси монацит, не встреченный в грапитах, гранодиоритах и тоналитах змеиногорского комплекса. Эту интересную особенность необходимо проверить при изучении минералов-примесей ряда других интрузий слюдяных гранитов и пород змеиногорского комплекса в Рудном и Горном Алтае.

Изучение геоморфологии района вполне подтверждает вывод акад. В. А. Обручева о том, что в мезозойскую эру Алтай был денудирован, а затем в конце третичного периода превращен в современную горную страну благодаря глыбовому поднятию.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рудные ископаемые

Вольфрам и молибденит. В отношении молибденита и вольфрамита проведенные в районе геологические и поисковые работы дали отрицательный результат. Довольно тщательное шливовое опробование также вполне подтверждает этот вывод.¹ Лишь в шлихах, взятых в р. Ночной, в верховьях р. Хайдуна и по Ивасину Ключу — притоку р. Красноярки — были встречены единичные зерна шеелита в виде мелких окатанных и угловатых осколков.

Отсутствие в районе месторождений вольфрамит и молибденита вполне естественно в свете существующих представлений об условиях образования месторождений этих минералов на Алтае.

По данным В. П. Нехорошева и Н. А. Елисеева, они связаны с биотитовыми гранитами самого позднего, т. е. варисского цикла, не встреченными в пределах описываемого района. Вполне возможно, что месторождения этих минералов могут быть встречены на южных склонах Холзунского хребта, где в долинах рр. Убы и Хамира известны довольно крупные интрузивы биотитовых гранитов.

Касситерит был обнаружен лишь в трех шлихах, взятых в верховьях р. Ночной (два шлиха по двум верхним притокам) и на р. Улучжае. Количество касситерита в этих шлихах не представляет никакого промышленного интереса. Вместе с тем эти данные заслуживают внимания, так как указывают на зараженность оловом также и ряда интрузий в Горном Алтае.

Монацит. Был найден в шлихах, взятых по р. Ночной, по притокам р. Красноярки (Ивасин и Крутой Ключ), по р. Черновой и притокам р. Хамира — Маслихе и Тигереку.² Он встречается в виде осколков и окатанных зерен медового и медово-оранжевого цвета, а также в виде кристаллов с сохранившимися гранями. Наибольшее количество монацита было установлено в шлихах, взятых на р. Маслихе, в верховьях которой расположена крупная интрузия биотитовых гранитов. В русле реки была взята непосредственно с поверхности в разных местах шлиховая проба весом около 10 кг (три лотка). Монацит содержится в количестве около 5—7% электромагнитной фракции, что составляет приблизительно 0.25—0.35 г и соответствует содержанию в песках 0.25%. Можно ожидать, что у плотика содержание монацита будет значительно больше, чем на поверхности. Данные о наличии монацита на р. Маслихе и на других реках интересно сопоставить с указанием о постоянном содержании монацита в шлихах, взятых по р. Чарышу [7].

Очевидно, в Горном Алтае намечается новый район с повышенным содержанием монацита, являющегося ценной рудой на церий, мезоторий и другие редкие земли.

Золото, встреченное в шлихах, имеет окатанную и пластинчатую формы.

¹ Результаты исследования шлихов приведены в приложении № 2 на стр. 56—58.

² К югу от описываемого района.

⁴ Горный Алтай

С интрузивными породами змеиногорского комплекса в Рудном Алтае связаны полиметаллические месторождения. Они не были встречены в пределах описываемого района.

Рудные проявления в районе скудны: они сводятся в сущности к небольшим контактовым залежам гематита и небольшому количеству кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил с незначительным количеством пирита, халькопирита, гематита. Наиболее значительные рудные точки этого типа следующие:

1. Кварцевые жилы с пиритом в верховьях р. Тингельды — притока М. Карагая. Месторождение расположено в самых верховьях реки и представлено кварцевыми жилками в зеленых хлоритизированных порфирах. Мощность жил обычно не превышает 15 см и лишь в раздувах достигает 40 см. В длину они прослежены на 5 м, а далее в обе стороны скрыты под наносами. Жилы состоят из кварца, в котором содержится в обогащенных участках до 20% пирита, часто образующего хорошо ограниченные кубические кристаллы. Жилы и вмещающие сланцы с поверхности окристы. Анализ штучных образцов руды на золото дал указание на наличие Au и Ag.

2. Кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом в верховьях р. Хайдуна, близ перевальной тропы на р. Б. Тургусун. Жила прослеживается на протяжении 20 м, является сложной по строению и представлена серией довольно тонких кварцевых прожилков, прорезающих эффузивные породы в различных направлениях. Общая видимая мощность оруденелой зоны достигает 2 м. Рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, образующими вкрапления и отдельные гнездовые скопления как в кварце, так и во вмещающей породе. С поверхности жилы окристы и кое-где содержат примазки медной зелени. Анализ штучной пробы руды дал указание на наличие Au и Ag.

3. Аплитовая жила на левом берегу р. Хайдуна в ее верховьях, точнее в верховьях второго левого небольшого притока р. Хайдуна. Жила состоит из красного аплита и содержит отдельные выделения слабо прозрачного белого кварца. Она содержит вкрапления единичных зерен пирита и гематита. Изредка встречаются мелкие кристаллы халькопирита. Жила обладает мощностью от 0.4 до 1 м и прослеживается по простиранию на 50 м.

4. Жила в верховьях р. Ночной у разветвления двух основных истоков. Здесь в окварцованном кварцевом порфире проходит небольшая кварцево-полевошпатовая жила. На площади 50 × 20 м видны незначительные патеки медной зелени.

5. Самые верховья правого истока р. Ночной. В контакте гранит-порфира и хлоритовых сланцев, в зоне до 15 м мощности сланцы обогащены золотистым (повидимому медистым) пиритом. Содержание сульфидов в отдельных штуфах достигает 10—15%. Анализ штучной пробы руды на золото и серебро дал указание на наличие Au и Ag.

6. Река Татарка, левый склон ее среднего течения. Здесь довольно крупная скала окварцованного порфира размером 60 × 30 × 30 м покрыта патеками медной зелени и медной сини. Такие же патеки наблюдаются в 150 м по азимуту 300° на другой скале окварцованных порфиров. Видимое содержание сульфидов в породе незначительное.

7. Река Быстрая (верховья р. Банной). В самых верховьях р. Быстрой на площади 300 × 30 м измененные зеленые сланцы содержат мелкие вкрапления и прожилки пирита и халькопирита. Кое-где с поверхности видны патеки медной зелени.

8. Гора Ак-тау (Коксинские белки). По вершине горы Ак-тау в высыпках довольно часто встречаются куски (до 3—5 кг), представляющие собой плотную мелкозернистую железную руду, состоящую из магнетита,

гематита и кварца. Видимое содержание железа в образцах колеблется от 20 до 40%. Корепные выходы скрыты под наносами.

9. В верховьях р. Шильдяна на водоразделе между рр. Б. и М. Шильдянами в 1.5 км от пасеки известно второе более крупное месторождение железа. Оно расположено в контакте между зелеными сланцами и кварцевыми порфирами. Руда представляет собой гематит, вмещающий породу. Содержание железа в руде на-глаз колеблется от 30 до 40%. Мощность оруденелой зоны колеблется от 20 до 30 см, и она прослеживается на 18 м, скрываясь далее под наносами.

Кроме описанных месторождений, в районе уже известен ряд других более мелких рудных проявлений. Шлиховое опробование показало наличие знаков золота, монацита, касситерита, швелита и в некоторых притоках р. Коксы. Золото было установлено при косовых промывках по рр. Карагаю и Хайдуну, Калбиной, Светлой и Тингельде.

На р. Карагае в 3—4 км ниже слияния рр. Шилда и Тингельды и по самим рекам Тингельде и Шилде видны следы старательских работ. Здесь в современной пойме реки и на 1-й древней террасе пробит ряд шурфов. Работы проводились артелью старателей в 1936 г. Шурфы нигде не пробиты до плотика, так как подпочвенные воды вследствие отсутствия водоотлива мешали работе. Судя по опросным данным, при проходке отдельных шурфов попадались горизонты аллювия, содержащие золото в количестве, оправдывающем разработку.

Следы старательских работ на золото видны также в устье р. Калбиной и ниже по р. Банной. Золотосность притоков р. Коксы заслуживает внимания в связи с тем, что в соседних районах—на рр. Черновой, Хамире и Тургусуне в Казахстане и на р. Кумире в Ойротской автономной области—известны уже работающие прииски. Низкое содержание золота, полученное при шлиховом опробовании кос, не должно смущать, так как по характеру течения рек мы здесь не должны ожидать богатого косового золота.

Для решения вопроса о выгодности разработки золота в россыях притоков р. Коксы нужно провести шурфы до плотика, что будет осложнено необходимостью водоотлива.

Нерудные ископаемые

Яшмы

Нашим отрядом в 1937 г. на Холзунском хребте было открыто четыре новых месторождения яшмы и порфиров, связанных с эффузивно-осадочными породами девона.

1. Месторождение на горе Чемchedой расположено в верховьях левого истока р. Карагай, т. е. по р. Тингельде. Яшмы слагают здесь северо-восточные склоны горы Чемchedой в виде пласта мощностью свыше 100 м. прослежены на расстояние свыше 1 км. Дальше они скрыты под наносами, но вероятно продолжают на значительное расстояние к ЮВ на южные склоны Холзунского хребта. Простирающие всей длины эффузивных пород, среди которых залегают яшмы, СЗ—ЮВ. Непосредственно под яшмами залегают довольно красивые серые и светлозеленые порфиры и окварцованные туфо-конгломераты, которые также могут быть применены в качестве поделочного материала. Яшмы с горы Чемchedой светложелтого или серого цвета, обычно полосчатые, иногда пятнистые. Исследование под микроскопом показало, что порода представляет собой окварцованный порфир и фельзит. Отдельность призматическая. При разработке могут быть получены крупные глыбы. Колесная дорога идет только до фермы Карагай, а дальше на протяжении 25 км до месторождения надо добираться по выюжной тропе. Месторождение расположено на высоте 2500 м.

2. Месторождение на р. Банной расположено на ее левом берегу на высоте 1400 м непосредственно у тропы, немного выше впадения р. Быстрой — правого притока р. Банной. Яшмы залегают здесь среди эффузивных пород и образуют сплошное обнажение длиной около 300 м и мощностью около 150 м.

Породы здесь вытянуты в СВ направлении, а отдельные выходы яшмовидной породы были встречены на протяжении почти 3 км. Исследование под микроскопом показало, что порода представляет собой слабо измененный апдезитовый порфирит с характерной флюидалной текстурой. По окраске можно здесь выделить несколько разновидностей яшм:

а) полосчатая тонкослоистая с чередующимися полосами темнозеленого и темнофиолетового цвета; слои этих яшм нередко образуют красивые зигзагообразные узоры; наиболее красивая разновидность;

б) более грубослоистые с более широкими полосами одной окраски (темнофиолетовыми или зелеными) и более тонкими полосами другой окраски; менее красивые разновидности;

в) однообразно окрашенные — розоватые; наименее интересная разновидность.

Яшмы на поверхности разбиты призматической отдельностью. Порода плотная и разбивается с трудом. На протяжении первых 10—12 км вверх по р. Банной можно ехать по колесной дороге, а затем последние 10 км приходится подниматься вьючной тропой.

3. Месторождение на водоразделе между рр. Банной и Краснояркой. Оно расположено близ высоты 2370 м в цирке древнего ледника. Яшма представляет собой розовато-лиловую плотную породу с полосчатым строением. Преобладающая масса состоит из розовато-лиловой окварцованной породы, в которой проходит свыше 10 тонких полос брекчиевидного сложения; сама брекчия состоит из мелких белых зерен, заключенных в основной более светлой массе. Эта яшма залегает в виде дайки, прорывающей лиловато-красные эффузивные породы. Мощность дайки около 2 м, а по простиранию она прослежена на расстоянии свыше 150 м и дальше скрывается под осыпями.

Розовато-лиловая яшма слагает лишь центр дайки около 80 см мощности. Ее края с обеих сторон сложены полосчатой толстослоистой розовато-зеленоватой, бледно окрашенной яшмой. Направление слоистости в яшмах обоего типа параллельно стенкам дайки. Обе разновидности очень плотные и разбиваются с трудом. Наиболее красивой является первая розовато-лиловая яшма с брекчированными полосами.

Месторождение труднодоступно, так как лежит в стенке довольно крутого древнего ледникового цирка. Находится в 20 км от устья р. Банной; для того, чтобы добраться до месторождения, приходится последние 20 км ехать по вьючной тропе.

4. В верховьях р. Хайдуна было встречено значительное количество серых, розовых и зеленых порфиров, могущих также служить поделочным камнем.

Эти новые месторождения являются существенным дополнением к тому списку месторождений яшм на Алтае, которые давно известны по старинным описаниям П. Шангина [18] и В. Германа [19], а также по описаниям современных исследователей — П. П. Пилипенко [14], А. Е. Фермана [17], И. Ф. Григорьева [3] и Н. Н. Курска [7].

Микрокварциты

Выходы микрокварцитов были встречены в верховьях р. Красноярки, приблизительно в 4 км к востоку от перевальной тропы, ведущей в долину р. Хамира, близ тропки, идущей к верховьям р. Черновой. Здесь было

встречено три небольших обнажения кварцитов, залегающих среди сильно выветрелых песчаников. Кварциты прослеживаются на площади 100×250 м, и останцы породы возвышаются на 10—15 м над окружающими выветрелыми песчаниками. Далее к востоку выходят сильно рассланцованные зеленые эффузивные породы, имеющие простирание ЮВ 130° и крутое падение. Просмотр шлифов, приготовленных из взятого образца микрокварцита, показал, что он сложен мелкими одинаковой величины зернами почти одного кварца, размером от 0.01—0.001 мм. Структура породы равномерная, лишь в отдельных участках встречаются зерна кварца и кальцита размером до 0.1 мм. Иногда эти более крупные зерна образуют тонкие жилки, секущие породу. В шлифе были встречены также мелкие редкие чешуйки хлорита и серицита. Очертание зерен кварца неправильное и извилистое.

Испытание бруска микрокварцита, произведенное на Ленинградском заводе «Красногвардеец», показало вполне удовлетворительные качества.

Эти данные позволяют считать, что микрокварцит с Холзунского хребта является хорошим заменителем естественного доводочного и полировального камня «арканзас». Выпускаемые теперь трестом «Русские самоцветы» в качестве заменителей бруски под маркой «белоречит»¹ не могут заменить «арканзас», и мы до настоящего времени вынуждены импортировать изделия из этого камня. Наличие микрокварцита в верховьях р. Красноярки заслуживает внимания, так как месторождение находится в сравнительно благоприятных экономических условиях. Оно расположено на белках, имеющих пологие склоны, приблизительно в 10—12 км от золотых приисков на р. Черновой. Вывоз продукции должен будет производиться автомобилями до р. Бухтармы. Дальнейшая доставка каменного материала до ближайшей Колыванской фабрики треста «Русские самоцветы» может быть осуществлена по р. Бухтарме.

Размеры месторождения и постоянство качества микрокварцита в различных участках в настоящее время совершенно неясны, и для решения этих вопросов необходима посылка специальной партии, которая провела бы соответствующие разведочные работы и опробование.

Асбест

Небольшие выходы роговообманкового асбеста были встречены на левом берегу р. Коксы, у дер. Красноярки (непосредственно у автомобильной дороги) и в устье р. Банной недалеко от фермы. Оба выхода приурочены к контактам небольших даек гранитов, залегающих среди эффузивных пород. Асбест развивается в виде небольших прожилков от 0.5 до 3 см мощности. Эти прожилки прослеживаются на несколько метров по отдельным трещинам в рассланцованных эффузивных породах или же вдоль контакта даек гранитов. Качество асбеста низкое, размеры выходов незначительны, и оба месторождения промышленного интереса не представляют.

Приложение 1

Признаки полиметаллического оруденения в Северных Чуйских Альпах

Летом 1937 г. в Северных Чуйских Альпах — в море ледника Курмуду, спускающегося с горы Куркурск, — геоморфологическим отрядом экспедиции Академии Наук СССР был найден образец свинцово-цинковой руды. Задачей нашего отряда, переброшенного в Чуйские Альпы после окончания работ в Холзунском хребте, были поиски коренного полиме-

¹ По отзыву мастера Иванова, холзунский микрокварцит по качеству стоит на третьем месте, а белоречит — на восемнадцатом.

таллического месторождения. Работы производились лишь в течение 15 дней (с 10 по 25/IX) и протекали в довольно тяжелых условиях, так как вследствие раннего снегопада значительная часть склонов хребта была закрыта сплошным снежным покровом. За указанное время отрядом были детально обследован ледник Курумду и осмотрен моренный материал и породы, находящиеся на ледниках Западный и Восточный Карасу в системе ледника Магашуй (Маша-юл).



Рис. 8. Северные Чуйские Альпы.

Гора Куркурек, с которой спускаются вышеуказанные ледники, в основном сложена серыми и зелеными сланцами, представляющими собой измененные эффузивные породы (фельзиты и кварцевые порфиры) и их туфы, переслаивающиеся с отдельными горизонтами осадочных пород, светлых окварцованных кварцевых порфиров и альбит-порфиров. В этих порфирах на леднике Курумду наблюдаются отдельные интенсивно пиритизированные прослойки, мощность которых колеблется от 5—10 до 50 см. Мощность содержащего пиритизированные участки окварцованного порфира достигает 100—150 м, и он прослеживается по простиранию на 2 км. Макроскопически в руде, кроме пирита, содержание которого в отдельных образцах доходит до 30%, других рудных минералов не видно. Под микроскопом установлены лишь редкие зерна халькопирита и пирита. Анализ штучной пробы на золото дал содержание Au 0.3 и Ag 15 г/т. Образцы такой же пиритизированной породы были встречены в моренных отложениях и коренных выходах Магашуй (Маша-юл). Таким образом, размер колчеданного оруденения в районе горы Куркурек значителен и заслуживает внимания, так как вполне возможно, что в соседних частях Чуйских Альп будут встречены крупные залежи колчеданных руд.

Оруденение захватывает не только описанные окварцованные порфиры, но и другие породы горы Куркурек.

Более слабая пиритизация (в виде отдельных кристаллов или тонких прожилков) часто наблюдается в зеленых и серых рассланцованных эффузивах. Помимо пирита, эти породы довольно часто содержат отдельные вкрапления или тонкие импрегнации халькопирита, а местами галенита и сфалерита. В этих же породах были встречены небольшие кварцевые жилки от 1—2 до 10—15 см мощности, содержащие вкраплешники или небольшие гнезда халькопирита, сфалерита и галенита.

Вследствие рассеянного характера оруденения, развитого на большой площади, осмотренные рудные проявления сами по себе не имеют про-

мысленного интереса. Но они все же заслуживают внимания, так как региональное проявление рудных процессов позволяет надеяться на наличие промышленных рудных залежей в соседних необследованных частях Чуйских Альп.

При осмотре моренного материала, выносимого ледником Курумду, в свалах было встречено несколько образцов богатой магнетит-гематит-халькопиритовой руды. Под микроскопом в руде также были установлены



Рис. 9. Гора Куркюрек.

сфалерит и галенит. Коренные залежи, соответствующие этому типу руды, не были найдены: они вероятно погребены или под вечным снегом, или под моренными отложениями.

Судя по характеру оруденения и парагенезу минералов, описываемые рудные минералы следует связывать с гидротермальными процессами. Интрузивных пород, с которыми можно связать описанное оруденение в пределах обследованной части горы Куркюрек, не видно.

Горный хрусталь. На обратном пути отрядом было осмотрено месторождение горного хрусталя близ пос. Иня на р. Катунь. Месторождение расположено на горе в 1 км от поселка.

Район месторождения сложен гранитами и перекрывающими их контактово-измененными роговиками. Месторождение представлено двумя кварцевыми жилами, расположенными друг под другом на высоте около 100 м.

Первая жила имеет мощность около 0.3 м и прослеживается по простиранию на 20 м, скрываясь далее под напосами. Вторая жила имеет мощность около 0.6 м и прослеживается среди осыпей на 8 м.

В жилах наблюдаются небольшие хрустальные погребка, по краям которых развиваются мелкие и в большинстве случаев малопрозрачные кристаллы кварца.

Вследствие незначительного размера и малой прозрачности большинства кристаллов это месторождение не имеет промышленного интереса.

Приложение 2

Результаты минералогического анализа шлихов

Примечание. р. з. (редкие зерна) означает количество зерен минерала не больше 10; з. (знаки) обозначает их количество больше 10, но меньше 1% фракции.

Место взятия пробы	Вес всего шлиха в г	Вес фракции				Рудные минералы	Минералы немагн. фракции	Минералы электромагн. фракции
		магн.	электромагн.	немагн.	легкая			
р. Хайдун у лагеря № 33	38.31 ср. пр. 12.02	2.92	8.89	0.01	0.20	Au 2 з.	То же	Бурый железняк р. з.; эпидот; пироксен
р. Хайдун, верховья	7.90	2.65	5.20	0.01	0.04	Au 1 з.	р. з. пирита, циркона, рутила, апатита и лейкоксена	То же
Ивасин Ключ	0.60	0.03	0.50	0.02	0.05	Шеелит р. з., мелкие окатан. и угловат. до 0.1 мм и меньше	Циркон р. з.; апатит р. з.	Лимонит; эпидото-пироксен. группа; ильменит р. з.; гематит р. з.; гранат р. з.; сланец
р. Хайдун против лагеря	67.83 ср. пр. 8.79	2.11	6.54	0.01	0.13	р. з., шеелита	р. з. циркона и апатита	Бурый железняк
р. Карагай	17.45 ср. пр. 10.00	0.96	8.90	0.02	0.12	Золото — 3 з. до 0.4 мм, окатан. пластинки	Циркон; апатит; анатаз р. з.	Лимонит — основная масса; эпидото-пироксен. группа р. з.; гематит р. з.
р. Пустодайка у устья	0.40	0.02	0.37	0.01	0.01	Золото 1 з., 0.2 мм	Циркон; апатит; пирит 1 з.	Лимонит — основная масса; гематит р. з.; эпидото-пироксен. группа; сланец
р. Ночная, левый приток	0.70	0.240	0.44	0.01	0.01	Касситерит 1 з., буровато-коричн. монацит р. з.	Циркон; апатит р. з.; пирит 2 з.	Лимонит — основная масса; гематит р. з.; сланец; эпидото-пироксен. группа

Место взятия пробы	Вес всего шлака в г	Вес фракции				Рудные минералы	Минералы немагн. фракции	Минералы электро- магн. фракции
		магн.	электро- магн.	немагн.	легкая			
р. Ночная, при- ток правый	5.72	—	4.75	0.01	0.06	Кассите- рит, 0.4 мм; буровато- коричн. монацит р. з.; осколки крист. желтого цвета	Циркон; апатит; пирит	Лимонит — основная масса; гематит р. з.; сланец
р. Громатуха у устья	3.25	0.22	3.00	0.01	0.03	Золото 1 з., 0.1 мм	Циркон; апатит; пирит р. з.	Лимонит; эпидото- пироксен. группа; гематит р. з.; сланец
р. Хайдун, вер- ховья	14.90	3.840	10.85	0.01	0.200	Золото 1 з., 0.3 мм пластинка	Циркон; апатит	Лимонит; гематит р. з.; эпидото- пироксен. группа р. з.
Прииски на р. Черновой	9.00	1.37	7.50	0.07	0.06	Монацит р. з.; золото 2 з., 0.1 мм	Циркон; апатит; рутил 1 з.; пирит	Лимонит — основная масса; эпидото- пироксен. группа; гематит р. з.; сланец
Правый приток Красноярни- р. Крутой Ключ	0.50	0.180	0.23	0.04	0.05	Монацит р. з.	Циркон; апатит; рутил	Лимонит; пироксены; гематит р. з.; сланец
р. Ночная	11.00	2.600	8.25	0.01	0.14	Шеелит р. з.; монацит 1 з.	Апатит; циркон; пирит	Лимонит — основная масса; эпидото- пироксен. группа р. з.; гематит; сланец
р. Улучжай	0.75	0.07	0.570	0.01	0.10	Кассите- рит 1 з., 0.1 мм буроватый осколок	Апатит; циркон	Лимонит; эпидото- пироксен. группа; сланец; гранат р. з.; гематит р. з.

Место взятия пробы	Вес всего шлака в г	Вес фракции				Рудные минералы	Минералы немагн. фракции	Минералы электро- магн. фракции
		магн.	электро- магн.	немагн.	легкая			
рч. Маслиха	7.45	1.00	5.17	0.05	1.23	Шеелит р. з. мелкие осколки; монацит около 5—7% электро- магн. фракции велич. до 1.5 мм; осколки и кри- сталлы медов. и медово- оран- жевого цвета	Циркон; рутил р. з.; апатит	Лимонит; ильменит; эпидото- пироксен. группа; гранат р. з.; гематит р. з.
р. Хамир	3.52	1.40	1.71	0.04	0.37	Монацит 2 з.; медов. цвета, 0.2 мм	Циркон; апатит; рутил р. з.; пирит р. з.	Лимонит; сланец; эпидото- пироксен. группа; гранат р. з.
р. Пологая	0.85	0.03	0.74	0.04	0.04	Золото 1 з., 0.1 мм	Апатит; циркон	Лимонит; сланец; гранат; эпидото- пироксен. группа р. з.; гематит р. з.
р. Тигерек	9.15	4.90	3.55	0.100	0.60	Шеелит р. з.; мелкие окатан. угловат.; золото 1 з., 0.1 мм	Пирит— основная масса; апатит; циркон	Лимонит; эпидото- пироксен. группа; гранат р. з.; сланец; гематит р. з.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Груза В. В. Геологическое описание пл. XI Рудного Алтая. 1935. (Рукопись, фонды ЦНИГРИ).
2. Гусев А. И. Геологическое строение Чарынского хребта. 1932. (Рукопись, фонды Зап.-Сиб. геол. упр.).
3. Григорьев И. Ф. Геологическая карта Рудного Алтая. (Рукопись, фонды ЦНИГРИ).
4. Елисеев Н. А. Петрология Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, изд. АН СССР, 1937.
5. Кузнецов В. А. и Митропольский А. С. Геологический очерк Корговского хребта. 1932. (Рукопись, фонды Зап.-Сиб. геол. упр.).
6. Курек Н. Н. Геологическая карта Рудного Алтая пл. XI-2 и XI-1. 1935. (Рукопись, фонды ЦНИГРИ).
7. Курек Н. Н. Второстепенные полезные ископаемые Прииртышья. Сб. «Большой Алтай», вып. 1, 1934.
8. Нехорошев В. П. О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана. Пробл. сов. геол., № 7, 1936.
9. Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. пер., т. I, 1932.
10. Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 177, 1932.
11. Нехорошев В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. Пробл. сов. геол., т. VIII, № 3, 1938.
12. Нехорошев В. П. Геологический очерк Рудного Алтая. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 5, 1930.
13. Обручев В. А. Алтайские этюды. Землевед., кн. IV, 1914, кн. III, 1915.
14. Филипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. унив., т. 62, 1915.
15. Сперанский Б. Ф. К геологии Коргонского хребта. 1931. (Рукопись, фонды Зап.-Сиб. геол. упр.).
16. Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. Тр. ледн. эксп., вып. VI, 1936.
17. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России, т. I, 1922.
18. Schangin P. Neue nordische Beiträge. 1793.
19. Hermann. Sibirische Porphyre. Grell's Chem. Annalen, 1789, I, 492; 1790, 11, 15; 1794, I.

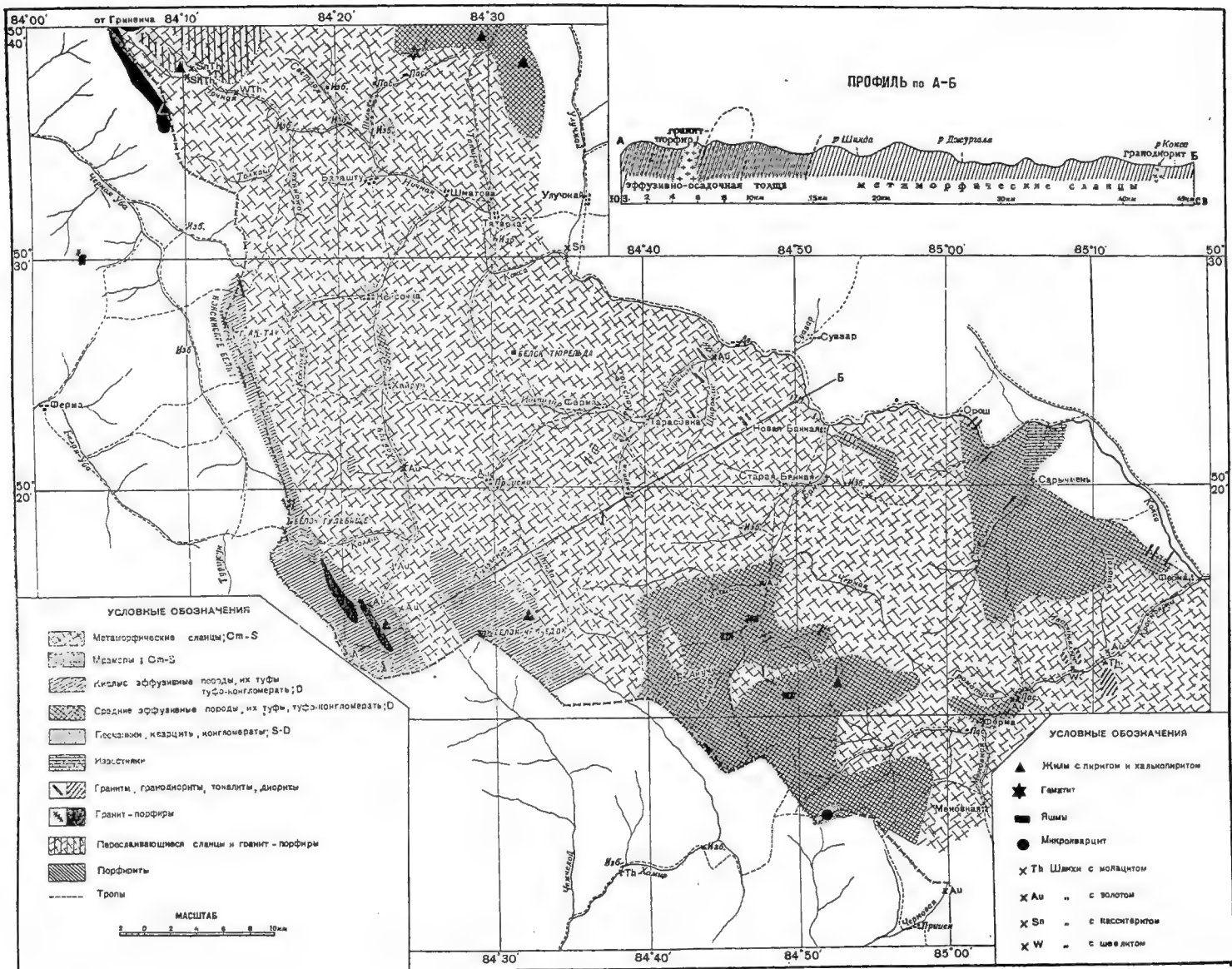


Рис. 10. Схема геологического строения верховьев р. Коксы.

Г О Р Н Ы Й А Л Т А Й

Труды Ойротской комплексной экспедиции, геология, т. I, 1941.

Д. Н. МИХАЛЕВ

БОСТОКСКОЕ И ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА В СЕВЕРНОЙ ОЙРОТИИ И ГОРНОЙ ШОРИИ, ИХ ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа является кратким отчетом Марганцового отряда Ойротской комплексной экспедиции СОПС Академии Наук СССР 1937 г.

Перед указанным отрядом СОПСом были поставлены следующие задачи:

1) путем разведки и опробования поверхности Бостокского железо-марганцового месторождения выяснить его промышленное значение и, если окажется возможным, установить его генезис;

2) осмотреть другие марганцовые месторождения, зарегистрированные в районе междуречья среднего течения рр. Бии и Кбнды (в Северной Ойротии и прилегающей части Горной Шории), и Мазульское железо-марганцовое месторождение, расположенное в пределах хребта Арга, в 12 км к ЮЗ от г. Ачинска;

3) ознакомиться с материалами, имеющимися по марганцовому орудению Западной Сибири, и высказаться о характере и направлении дальнейших геологоразведочных работ на марганец на территории этого края.

Задание это обуславливалось тем, что мощный металлургический комбинат имени И. В. Сталина, расположенный в Западной Сибири, не обеспечен местными марганцовыми рудами, а по вопросу о происхождении и промышленном значении известных здесь марганцеворудных точек между различными геологами шел многолетний спор. Это препятствовало правильной промышленной оценке местной марганцеворудной базы края и мешало объективно наметить наивыгоднейшие пути для решения проблемы марганцовых руд для названного комбината за счет местных ресурсов.

Отряд возглавлялся автором, и в его работах участвовали разведчик Н. Ф. Новиков, геологи-петрографы З. М. Митянок, В. Ф. Морковкина, Ф. П. Харченко, топограф Н. Н. Еленевский и завхоз-счетовод В. В. Ахманаев.

Публикуемые здесь по Бостокскому месторождению данные апробированы специальной комиссией, созданной распоряжением дирекции Института геологических наук Академии Наук СССР [59]. В состав этой комиссии входили доктор А. Г. Ветехтин, Б. П. Кротов, П. И. Лебедев (ныне чл.-корр. АН СССР) и А. Н. Чураков; старшие научные сотрудники Института геологических наук Г. Д. Афанасьев, И. И. Гинзбург и ряд других сотрудников Института и СОПС.

Автор пользуется случаем выразить им всем свою признательность.

КРАТКАЯ ЛИТЕРАТУРНО-ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Если не считать отрывочных сведений о горных породах Ойротии и Горной Шории, первые из которых относятся к 80-м годам XVIII в., то можно сказать, что геологическое изучение района междуречья среднего течения

рр. Бии и Кондомы началось с маршрутных исследований Б. К. Поленова (1899—1900 гг.). Далее, А. М. Кузьмин и К. Г. Тюменцев производили здесь региональную геологическую съемку 10-верстного масштаба с 1919 по 1923 г. Поскольку данный район является частью горной системы, известной под именем Кузнецкого Алатау, необходимо отметить работы В. А. Обручева, И. К. Баженова и А. Н. Чуракова, освещающие ряд вопросов, касающихся стратиграфии и тектоники этой страны, и работы М. А. Усова, в которых вместе с вопросами тектоники и стратиграфии разобраны и рудообразующие процессы. Более поздними работами по этому району являются отчеты Н. А. Батова (за 1931 г.) и Г. Н. Быкова (за 1935 г.), которые по поручению Западно-Сибирского геологоразведочного треста производили здесь геологические съемки стотысячного масштаба и поисково-разведочные исследования на марганец, а также А. А. Месянинова (1934 г.), который разведывал Бостокское железо-марганцовое месторождение. Наконец, остается указать на работы Г. Д. Афанасьева, П. И. Лебедева и др. (с 1932 по 1936 г.), имеющие петрографо-минералого-геохимический характер, которые производились здесь сначала по программе Алтайско-Кузнецкой, а потом Ойротской экспедиции СОПС и б. Петрип Академии Наук СССР.

ОРОГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА МЕЖДУРЕЧЬЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ рр. БИИ И КОНДОМЫ (СЕВЕРНОЙ ОЙРОТИИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ГОРНОЙ ШОРИИ)

Этот район представляет собой невысокую горную страну, сильно затасжен и характеризуется расчлененным рельефом. Основными путями сообщения являются верховые тропы, и лишь кое-где имеются колесные дороги. Геоморфологически район представляет собой древний пенеплен, сильно расчлененный современной эрозией. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 400—450 до 600—700 м, достигая нескольких больших высот (порядка 1000 м) в северо-восточной части района. Относительные превышения обычно колеблются от 200 до 400 м. Большинство водоразделов, будучи сложено мощными глинистыми отложениями, является довольно широкими и плоскими, представляя собой остатки древнего пенеплена. Гидрографическая сеть района густая и довольно сложная. Река Бия здесь судоходна, а Кондома пригодна для лесосплава. Наиболее крупным притоком Бии здесь является р. Ушпа. Наиболее крупные левые притоки р. Кондомы, это — рр. Антроп, Уразан, Сакала, Майра и Мунжа. Склоны водоразделов — борта долин, рек и ключей — обычно довольно крутые, но задернованные; обнаженность в районе вообще очень слабая. Большинство долин узкие, корытообразные, но есть и широкие долины; таковы, например, долины рр. Антропа и Мунжи, ширина которых местами достигает 0.5 км. В основном рельеф района сформирован современной эрозией, направление которой обусловлено, с одной стороны, различной устойчивостью горных пород, слагающих отдельные участки, а с другой — тектоникой. Ряд фактов свидетельствует о недавнем, еще не закончившемся омоложении гидрографической сети. Лесной покров района, редкий на наиболее высоких вершинах гор, представлен осиной, пихтой, кедром, березой; редко попадаются единичные сосны. Кроме того в районе очень много различных кустарников. Преобладают не хвойные, а лиственные породы деревьев.

Не бывавшего ранее в этих местах человека поражает исключительно густая и высокая трава, перевитая хмелем и достигающая высоты в два человеческих роста. Через такие своеобразные джунгли пробираться очень трудно, трудно производить здесь и разные съемочные работы. Повсюду тут много ядовитых змей, наиболее распространенной породой которых является черная гадюка. Малярии в районе нет. Населен район довольно густо: почти в каждой сколько-нибудь крупной речной долине имеется хутор, па-

сека или поселок. Жители занимаются хлебопашеством, пчеловодством, отчасти скотоводством и охотой; особенно распространен и довольно прибылен вид охоты — ловля кротов ловушками.

Лучшее время для всякого рода съемок — ранняя весна (апрель и май), когда трава здесь еще не выросла, и поздняя осень (с середины сентября до середины октября).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Этот краткий очерк в основном составлен по литературным данным и фондовым материалам, так как региональная геологическая съемка в задачи отряда не входила.

Стратиграфическая схема для района нами принята та, которую приводит А. М. Кузьмин [36, 37]. Ни собственных материалов, ни своей точки зрения по вопросу о делящемся уже почти четверть века споре о кембрии и докембрии Западной Сибири мы не имеем [24, 36, 37, 75, 56, 61].

Наибольшим распространением в рассматриваемом районе пользуются докембрийские отложения. Они представлены известняками, кварцитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами; кроме того, для района рр. Ушпы, Антропа и Кондомы указывается и широкое распространение эффузивов, чередующихся с известняками и кварцитами.

По своему характеру известняки несколько различны; в большинстве случаев, это — массивные породы темносерого, иногда почти черного цвета, часто битуминозные. Нередко в известняках наблюдается слоистость, подчеркиваемая глинистыми или кремнистыми прослойками. Н. А. Батов [13] указывает, что в таких известняках найдены остатки древних водорослей, определенные как альгонкские.

Для древних известняков района характерно наличие многочисленных мелких трещинок, выполненных кальцитом и кварцем.

К в а р ц и т ы встречаются повсеместно в виде мощных образований, часто слагающих водораздельные участки. Они местами сильно нарушены, разбиты многочисленными трещинами, часть которых обычно заполнена кварцем и гидроокислами железа и марганца. Довольно часто кварциты встречаются в виде незначительных прослоек или неправильных участков в известняках. По внешнему виду кварциты представляют собой плотную породу темносерого или почти черного цвета. Среди кварцитов наблюдаются слоистые разности. Слоистость выражается или в различной окраске отдельных слоев или обусловлена наличием глинистых и известковых прослоек. Под микроскопом видно, что кварциты состоят почти нацело из агрегата мелких зерен облачногаснущего кварца. Среди основной тонкозернистой массы видны неправильной формы участки и прожилки более крупнозернистого кварца. В таких прожилках наблюдаются иногда небольшие скопления железных и марганцевых окислов. Отмечаются и темные, очень мелкие скопления аморфного, графитообразного вещества, то равномерно распыленные в породе, то концентрирующиеся в отдельных полосках, что придает породе слоистый вид.

Поскольку эти кварциты или, правильнее сказать, различные кремне-вые породы зачастую являются в рассматриваемом районе оруденелыми железом и марганцем (Востокское, Чеболдагское и некоторые другие месторождения марганца приурочены именно к такого типа породам), здесь представляется необходимым рассмотреть взгляды разных геологов на генезис кремнистых и кремне-вых пород древнейшей толщи района и привести имеющиеся у нас соображения по данному вопросу, так как эти породы здесь из разных мест изучены нами довольно детально.

А. М. Кузьмин сначала считал все эти породы осадочными силицилами [36, стр. 8 и 9]; затем он стал приписывать части пород, входящих в

состав этой группы, метасоматическое происхождение, не касаясь первичного состава окремнелых пород и не рассматривая вопроса об источнике кремнезема [37, стр. 245—246]. Н. А. Батов придерживается того же взгляда, но уточняет этот вопрос и считает метасоматические разности окремнелыми известняками [13, стр. 10]. А. Н. Чураков стоит на той же точке зрения; но, касаясь вопроса происхождения метасоматических разностей, он считает, что окремнение подстилающих первичные силицилиты известняков произошло за счет миграции кремнезема из вышележащей толщи силицилитов с помощью грунтовых вод [74, стр. 69; 75, стр. 20]. Г. П. Быков отмечает в составе докембрийской толщи района только метасоматические разности [19, стр. 14]. А. А. Месяников считает бостокские окремнелые породы осадочными кварцитами [23, стр. 18]. А. Д. Кузовлев совсем не выделяет кварциты на Бостокском месторождении, указывая лишь, что «часто глинистые сланцы переходят в плотные кремнистые серого цвета разности, состоящие под микроскопом на 90—95% из округленных зерен кварца» [39, стр. 9].¹

Г. Д. Афанасьев — автор гидротермальной гипотезы марганцового оруденения в Западной Сибири — в ряде работ рассматривает вопрос генезиса этих пород [5, 6, 8, 69, стр. 16]. Можно заключить, что он считает почти все данные породы осадочными силицилитами; но некоторые их разности, в частности разности, вмещающие Бостокское месторождение, он относит к породам, гидротермально окремнелым вдоль тектонических трещин, иногда с брекчиями по этим зонам, как, например, на Бостоке.

Железное и марганцовое оруденение Г. Д. Афанасьев считает сингенетичным окремнению этих последних пород. Кроме того, он отмечает и экзогенное доокремнение кремнистых пород района в поверхностных зонах. Г. П. Быков [19] в доказательство метасоматического генезиса кварцитов района приводит отсутствие закономерности в распространении этих пород и нерезкие контакты кварцитов с другими породами, в частности с известняками. Отмечается, что кварциты часто образуют неправильно очерченные пятна среди других пород района. Н. А. Батов [13], описывая слоистые разности кварцитов, указывает, что в кремнистых прослойках под микроскопом наблюдались тонкие иголки, комбинирующиеся в крестообразные скопления и напоминающие спиккули губок. В глинистых же прослойках он описывает не действующие на поляризованный свет округлые образования, являющиеся, по видимому, остатками каких-то организмов.

Перейдем теперь к собранным нами данным.

Указанные породы макроскопически представляют собой мелкозернистые, с раковистым изломом, то желтовато-белые, то коричневатые, то темные, то почти черные разности. Окраска пород неравномерная; в одном небольшом обнажении нередко можно видеть различные ее оттенки. Местами наблюдаются участки, где видна сохранившаяся сланцеватость. Породы почти везде пересекаются густой сетью обычно тонких кварцевых прожилков в доли сантиметра толщиной; они сильно трещиноваты, и по трещинкам нередко распространяются гидроокислы железа, новообразования кремнезема и марганцовые минералы. Эти минералы кое-где дают на поверхности окремнелых пород тонкие натеки, а в углублениях — и небольшие гнездышки. Как отмечалось выше, участками эти породы имеют брекчиевидный облик. Некоторые разности чрезвычайно похожи на окремнелые известняки.

¹ А. Д. Кузовлев, разведывавший в 1936 г. Бостокское месторождение и сделавший здесь на небольшой площади крупномасштабную геологическую съемку, неверно называет сланцами породы корней коры выветривания докембрийской толщи, а оставшиеся невыветрелыми или слабо выветрелыми окремнелые разности первичных пород (также неосновательно) — плотными кремнистыми серого цвета разностями этих сланцев, состоящими на 90—95% из округленных зерен кварца.

Таблица I

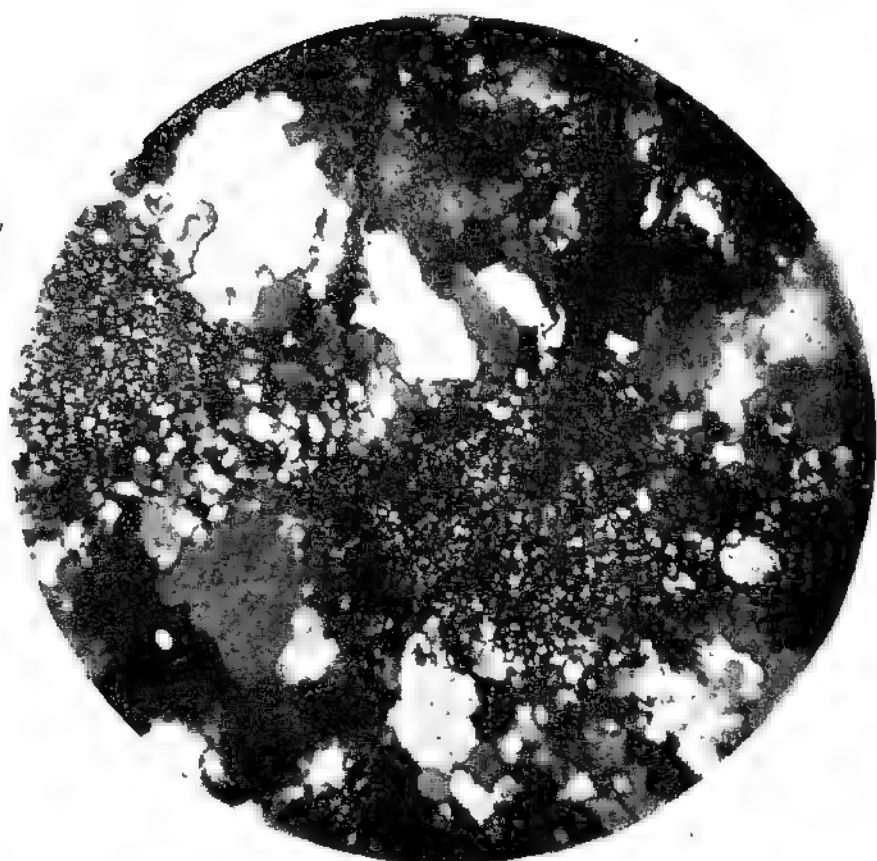


Фиг. 1. Окремненный туф. Порода состоит почти нацело из кварца. Прозрачный шлиф 56а. — Бостокское месторождение. $\times 42$. Николи ||.



Фиг. 2. Реликтовая структура катанлазированной осадочной (?) породы. Отдельные участки неравномерно пигментированы гидроксидами железа и сложены кварцем с разкой крупностью зерен. Прозрачный шлиф 58. — Бостокское месторождение. $\times 42$. Николи ||.

Т а б л и ц а II



Фиг. 1. Реликтовая структура изверженной породы. Отдельные участки шлифа сложены кварцем с разной крупностью зерен. Прозрачный шлиф 38. Водораздельный участок между средними течениями рр. Салазана и Ульменя. $\times 42$. Николи \times .



Фиг. 2. Окремнелый эффузив. Видны остатки зерен полевого шпата (П. ш.) и оторочки хлорита и кварца вокруг кристалла пирита. Прозрачный шлиф 80а. Бостонское месторождение. $\times 42$. Николи \times .

Таблица III



Фиг. 1. Кристаллы пирита с оторочкой хлорита и халцедона среди окремненной породы. Прозрачный шлиф.
 × 58 Бостокское месторождение. × 42. Николи ×.



Фиг. 2. Каемки халцедона вокруг участков, сложенных мелкозернистым кварцем. Прозрачный шлиф 151в. Глыба из русла ключа Герасимовского (кл. Герасимовский, приток кл. Сегелек, впадающего в р. Антроп). × 80.
 Николи ×.

Т а б л и ц а IV



Фиг. 1. Трещинка в кремнистой породе, заполненная кремнеземом. Прозрачный шлиф 318. Бостокское месторождение. Штольня, юго-западная стенка в 1.2 м от устья. $\times 25$. Николи \times .



Фиг. 2. Марганцеворудные жилки по трещинкам (черное) в кремнистой породе (светлое) и пигментация вмещающей породы рудным веществом. Прозрачный шлиф 262. Бостокское месторождение. $\times 25$. Николи \parallel .

Под микроскопом обычно виден только агрегат мелких зерен кварца, иногда пигментированный, как выяснилось, главным образом водными окислами железа, и, быть может, отчасти марганца. Кроме того здесь везде довольно много (до нескольких процентов) чрезвычайно мелких глинистых частиц.

Местами удается наблюдать остатки первичной структуры породы — эффузива или туфа (табл. I, фиг. 1) и катаклазированной осадочной и изверженной породы (табл. I, фиг. 2 и табл. II, фиг. 1).

В некоторых шлифах попадаются остатки зерен полевого шпата (табл. II, фиг. 2) и кристаллы пирита, часто отороченные хлоритом и халцедоном (табл. II, фиг. 2 и табл. III, фиг. 1). Остается впечатление, что кристаллы пирита генетически связаны с кварцевыми прожилками, пересекающими породу.

Окраска породы обусловлена отчасти пигментацией рудным веществом, отчасти же окрашиванием породы за счет водных окислов железа и марганца, обволакивающих и пропитывающих ее с поверхности и у трещинок. Иногда пигмент располагается субпараллельными тончайшими полосками.

Встречаются нередко участки халцедона, залечивающие трещинки в породе, а также выполняющие пустотки (табл. III, фиг. 2), и трещинки, неполовностью заполненные кварцем (табл. IV, фиг. 1). Тут кварц повидимому возник в результате кристаллизации халцедона. Иногда края трещин имеют неправильную форму, иногда это — почти прямые линии. Есть и открытые трещинки, ничем не заполненные.

Кроме кварца, гидроокислов железа и марганца, очень мелких глинистых частиц, пирита, остатков зерен полевого шпата, халцедона (на некоторых участках, вероятно, и опала) в этих породах обычно присутствует немного хлорита, серицита, примесь апатита (некоторые зерна в кварцевых прожилках) и лейкоксена; в одном из шлифов было встречено несколько мелких зернышек граната, а в другом два-три очень мелких зернышка турмалина, причем одно из них в кварцевом прожилке.

В кремневых породах из скалы «Монах», непосредственно вмещающих Бостокское месторождение, обнаружено присутствие незначительных количеств кальцита и соссюрита. Карбонатов марганца и железа, несмотря на самые тщательные поиски, нам нигде обнаружить не удалось. Не упоминается о них и в литературе.

Остатков фауны и флоры или других каких-либо явных признаков осадочного генезиса, хотя бы части этих пород, ни в поле, ни в результате тщательного внешнего осмотра собранной коллекции, ни под микроскопом мы не нашли.

А. Н. Заварицкий, любезно просмотревший некоторые шлифы и давший нам при этом ряд очень ценных советов, высказался за метаморфический генезис рассматриваемых пород. Исходя из учета всех имеющихся у нас материалов и вышеуказанных наблюдений, мы считаем такое объяснение генезиса этих пород наиболее вероятным.

Разгадать в каждом частном случае характер исходной породы почти невозможно. Можно лишь предполагать, что в одних случаях это были известняки, в других — основные эффузивы или туфы.

Что касается скалы «Монах», вмещающей Бостокское месторождение, то по ряду геологических данных (см. дальше в тексте) можно уверенно думать, что здесь исходной породой были основные эффузивы или туфы.

Тут, как и в ряде других мест района, где есть кора выветривания, отчетливо видно экзогенное доокремнение породы, сингенетичное такому же железо-марганцевому оруденению.

В результате мы пришли к выводу, что на ряду с первично-осадочными силицилитами, отрицать наличие которых в районе, учитывая приведенные

Н. А. Батовым [13] и другими исследователями данные, мы не можем, по бесспорных представителей которых ни в районе Бостокского месторождения, ни в других местах мы не нашли, — несомненно, среди докембрийской толщи имеются и разнообразные первичного состава эффузивы, туфы, а вероятно и осадочные породы, превращенные ныне метаморфизмом в силицилиты. Эти породы, местами внешне неотличимые от первично-осадочных силицилитов, ранее принимались одними исследователями за метасоматически окремненные известняки, другими за осадочные кварциты или кремнистые сланцы; Г. Д. Афанасьев аналогичные породы, вмещающие Бостокское месторождение, считал гидротермально окремненными. При этом выяснено, что там, где недалеко присутствуют породы коры выветривания, указанные окремненные породы богаты новообразованиями кремнезема и содержат незначительное железное и марганцовое оруденение.

С л а н ц ы среди описываемой формации имеют небольшое распространение и тесно связаны или с кварцитами, или с известняками. Обычно сланцы обладают темносерым или почти черным цветом. В районе рр. Базанчи, Уруши и Мунжи можно видеть глинистые, углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы.

Кроме указанных пород в состав докембрийской толщи входят почти везде основные эффузивы и туфы.

Э ф ф у з и в ы имеют широкое распространение и в виде мощных выходов чередуются с известняками и кварцитами в бортах долин рр. Ушпы, Антропа и Кондомы. Очень многие эффузивы имеют характер авгитовых порфиритов, изредка встречаются миндалефировые разности (последние распространены по р. Ушпе).

Авгитовые порфириты макроскопически представляют собой плотные породы темносерой и зеленоватой окраски.

Под микроскопом наблюдается интерсертальная структура основной массы, состоящей из идиоморфных лейст плагиоклаза и удлиненных зерен авгита. Часто структура породы порфировидная, с вкрапленниками плагиоклаза и авгита. Отмечаются сильно метаморфизованные разности, в которых устанавливается лишь бесструктурный агрегат эпидота, хлорита и карбонатов. Исходные породы Н. А. Батов здесь предлагает называть диабазами.

Миндалефировые разности порфиритов имеют темнозеленую окраску с фиолетовым оттенком и большое количество миндалин, выполненных кварцем, карбонатами и хлоритом.

Т у ф ы описываются в нескольких обнажениях по р. Ушпе и ее притокам.

Указывается, что под микроскопом в туфах различаются обломки порфиритов, полевых шпатов и известняка. Обломки цементируются лавовой массой, но иногда наблюдается и известково-хлоритовый цемент.

К е м б р и й с к и е и с и л у р и й с к и е о т л о ж е н и я во многих частях рассматриваемого района не разделены.

К кембрию относят известково-глинистые и черные кремнисто-глинистые сланцы, тонко-зернистые песчаники (граувакки), светлые массивные, иногда полосатые известняки с фауной археоциат и рассланцованные основные и кислые эффузивы и туфы. Некоторые эффузивы древнее археоцитовых известняков (переслоены со сланцами и рассланцованы), другие, наоборот, моложе, так как их туфы и туфобрекчии содержат куски археоцитовых известняков.

Н и ж н е с и л у р и й с к и м и о т л о ж е н и я м и района считают конгломераты, аркозовые песчаники, известняки и сланцы. Большим развитием здесь пользуются однако верхнесилурийские породы. Они представлены пестроцветной осадочно-метаморфической свитой, главным образом состоящей из зеленых хлорито-актинолитовых сланцев и порфиритоидов, переслаивающихся с фиолетовыми и зеленоватыми известково-песчано-

глинистыми и кремнистыми сланцами. Часть этих сланцев несомненно образовалась в результате метаморфизма кислых эффузивов свиты.

Девонские отложения слагают северо-западную часть рассматриваемого района, а кроме того встречаются небольшими пятнами в верхней части нижнего течения р. Ушпы и у сел. Озеро-Куреево.

Девон представлен осадочными породами, а также кислыми и основными эффузивами — кварцевыми альбитофирами, бескварцевыми ортофировыми порфирами, фельзитами, миндалефировыми порфиритами, различными туфами, туфо-брекчиями и туффитами и изредка разностями типа палеобазальта. Осадочные породы девонской толщи — слоистые песчаники и конгломераты. К среднему девону относятся более свежие лабрадоритовые порфириты, прорывающие указанные нижнедевонские породы. Отмечается, что контакты девонских пород района с более древними породами везде тектонические.

Верхнепалеозойских и мезозойских отложений в рассматриваемом районе не найдено.

Тектоника района изучена слабо. Как сказано, район слагают древние толщи, расшифровать историю которых вообще трудно; здесь же познание тектоники осложняется еще плохой обнаженностью района и большим количеством различных дислокаций, являющихся следствием общей сложной и недостаточно изученной геологической истории района.

А. М. Кузьмин [8] рисует здесь крупный горст, сложенный докембрийскими породами, вытянутый в СВ направлении и осложненный рядом более мелких глыбовых перемещений. Возраст этих крупных тектонических подвижек — вероятно герцинский. До этого породы района были интенсивно дислоцированы, особенно породы докембрийской толщи. Главное направление каледонских (и более древних?) дислокаций было также СВ. Это направление подчеркнуто каледонскими интрузивами, которые широко развиты в районе и дают вытянутые в СВ направлении массивы.

Наиболее древние интрузии района обладают основным составом и дают разности от габбро-диоритов до габбро-пироксенитов; среди участков, сложенных девоном, они не встречены.

Более юные, прорывающие и девонские отложения интрузивы пользуются весьма значительным развитием в районе. Это — различные гранитоиды: граниты, адеммеллиты и менее кислые банатиты и диориты. Их возраст точно не установлен. Отмечается ряд интрузивных (гранитоидных) фаз. Как доказательство новокаледонского (девонского) возраста гранитоидов района приводится слабый контактовый метаморфизм интродуцируемых пород, что истолковывается как признак гипабиссального характера и, следовательно, древнего (не моложе среднепалеозойского) возраста названных интрузий. Все интрузивные породы района тектонически нарушены, местами милонитизированы и в той или иной степени метаморфизованы.

Широкое развитие эффузивно-туфогенных разностей среди осадочных пород района объясняется колебаниями и подвижками дна древних морей.

Более поздняя, чем герцинская тектоника здесь не изучена; отмечается только наметившееся еще в третичное время общее постепенное поднятие всего района, продолжающееся и ныне.

В конце мезозоя или в начале кайнозойской эры район представлял собой пенеплен и подвергался глубинному выветриванию.¹ Это привело к

¹ Термин «глубинное выветривание» в литературу ввел И. И. Гинзбург в 1915 г. См. его «Опыт характеристики генетических типов глинистых образований», Изв. Политехн. инст., т. XXIII, 1915, и «Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала», Изв. АН СССР, серия геологическая, № 1, 1938.

образованию пород коры выветривания, которые местами сохранились и поныне.

На имеющихся геологических картах участки, где сохранилась кора выветривания, не выделены. Отсутствие их на картах масштаба 1 : 100 000 значительно обесценивает названные карты, и без того не соответствующие указанному масштабу, так как стотысячные съемки производились здесь почти без искусственных вскрытий, что при ведении такого рода съемок в условиях задернованности и обилия наносов в данном районе совершенно необходимо.

Породы коры выветривания ныне приурочены, главным образом, к некоторым водораздельным участкам района и представлены окрашенными в светложелтый и красноватый цвета глинистыми, а местами и кремнистыми разностями.

Наиболее юными породами района являются третичные суглинки, местами достигающие мощности 20 м и более и содержащие щебенку кремнистых, нередко ожелезненных и омарганцованных пород, а также ледниковые отложения, современный почвенный слой и аллювий.

В ледниковых террасах по рр. Шалыму и Базанче наблюдаются желтые глины и громадные валуны кварцитов.

Пойменные террасы рек обычно не превышают 1 м высоты и имеют в основании галечники.

По р. Кондоме выше устья р. Шалыма имеются надпойменные террасы высотой до 4 м, а при устье р. Б. Базанчи отмечается и 3-я терраса 16 м высотой. Возле дер. Новожиловой наблюдалась 2-я терраса высотой 5—6 м.

Наиболее широко развиты в районе современные, т. е. пойменные террасы рек.

Полезными ископаемыми рассматриваемый район в свете наших современных знаний нельзя считать богатым. Здесь имеются разрабатывающиеся золотоносные россыпи и коренное золото, есть два разведанных месторождения железных руд и ряд признаков возможного наличия промышленных марганцевых месторождений. Заслуживающих внимания признаков наличия других руд пока не наблюдалось.¹

Золотоносных россыпей в рассматриваемом районе довольно много. Разрабатываются они с начала прошлого столетия. Размеры отдельных россыпей небольшие, и содержание золота довольно бедное. Разработка ведется, главным образом, старательская. Источником золота являются, повидимому, кварцевые жилки, связанные с кислыми интрузиями района. Есть и промышленные золоторудные кварцевые жилы, которые разрабатываются [19]. Нами отмечено возможное наличие в районе древних золотоносных россыпей, приуроченных к современным положительным формам рельефа.

Железорудные месторождения, т. е. Шалымское и Кочуринское, как и другие железорудные месторождения Кондомской группы, представляют собой скарновые образования, приуроченные к контактным зонам альбитовых тел, прорывающих кембро-силурийские породы. Скарновые зоны, как и во многих других месторождениях такого типа, обогащены марганцовистым гранатом и некоторыми другими марганец-содержащими минералами, которые, выветриваясь, дают гидроокислы марганца.

Как сказано, в рассматриваемом районе имеется ряд признаков возможного наличия промышленных марганцевых руд.

¹ Их не добавили и шлиховые пробы, взятые нами в 1937 г. из аллювия различных мест этого района. Общее число взятых отрядом шлиховых проб 35. В процессе шлихового опробования отмечена повышенная золотоносность р. Сакалы, притока р. Кондомы.

Все эти признаки сосредоточены там, где сохранились от размыва участки, сложенные породами коры выветривания докембрийской толщи и прорывающих ее изверженных пород. Выше было указано и то, что участки района, сложенные наиболее древними из имеющихся здесь породами, представляют собой, повидимому, герцинские горсты.

Здесь присутствуют оруденелые гидроокислами железа и марганца кремнистые породы, слабо оруденелые породы коры выветривания, оруденелая щебенка кремнистых пород в различных наносах и оруденелые железом и марганцем образования в аллювии рек и ключей района. Наиболее оруденелыми являются кремнистые породы — различные окремняемые породы и осадочные силицилиты, — подстилающие породы коры выветривания или располагающиеся от них не遠далеке. Рудные минералы (псиломелан, пиролюзит и различные гидроокислы железа) выполняют в этих породах трещинки и пустотки, образуя местами небольшие гнездовые скопления, а на поверхности кремнистых пород дают натени и пропитывают их, замещая кварц.

Ниже приводятся описания Бостокского, Антроповских, Ягановского, Чеболдагского и Шишкинского марганцовых месторождений.¹ Первое из них разведывалось, а остальные были осмотрены марганцовым отрядом в 1937 г. в числе прочих, менее интересных точек района с признаками марганцевого оруденения. Все эти точки могут быть названы месторождениями только условно, так как все они имеют лишь минералогический интерес. Некоторые из них, как Бостокское, Антроповские, Чеболдагское и Шишкинское, разведывались, но разведки дали отрицательные результаты. Однако возможно, что где-либо поблизости этих точек присутствуют и промышленные марганцовые руды, так как непосредственно прилегающие к ним площади, местами кажущиеся именно наиболее интересными, не были освещены поисково-разведочными работами. Такие поисково-разведочные работы тяжелого типа на некоторых участках, несмотря на то, что они будут стоить дорого и надежды на открытие здесь сколько-нибудь значительных количеств промышленных марганцовых руд мало, все же произвести следует, с тем чтобы окончательно выяснить марганцеворудные ресурсы данного района. Легкие поиски в районе уже проведены, и повторение таких работ следует признать излишним.

БОСТОКСКОЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

1. Местоположение и история. Бостокское месторождение расположено на правом берегу р. Ушны, вблизи ее устья.

Бостокское месторождение имеет довольно сложную историю. Оно было впервые открыто местным учителем Скудариновым и показано им в 1931 г. инженеру Н. А. Батову, осуществлявшему тогда в районе междуречья среднего течения рр. Бии и Кондомы геологоразведочные и поисковые работы на марганец по заданию Западно-Сибирского геологоразведочного треста. Н. А. Батовым² эта точка характеризуется как непромышленная, не заслуживающая разведки, а оруденение считается экзогенным [13, стр. 40 и 41].

В 1932 г. это месторождение открывается второй раз Бийским отрядом Алтайско-Кузнецкой экспедиции Академии Наук СССР.³ В результате работ на этой точке летом 1933 г. месторождение признается заслуживающим разведки, а оруденение считается эндогенным — гидротермальным [5, стр. 133 и 159; 6, стр. 101, 150 и 152].

¹ Почти все эти месторождения представляют собой группу марганцовых месторождений, за которой в геологической литературе последних лет укрепилось название «Марганцовые месторождения Северной Ойротии и Горной Шории».

² Отчет об этих работах 1931 г. Н. А. Батовым был представлен лишь в 1933 г.

³ Отряд возглавлялся Г. Д. Афанасьевым.

В 1934 г. Западно-Сибирский геологоразведочный трест, исходя из учета результатов работ экспедиции Академии Наук СССР, направляет сюда поисково-разведочную партию, возглавлявшуюся инженером А. А. Месяниновым. Партия проводит здесь довольно большие геологоразведочные работы. Месторождение снова оценивается как непромышленное, а оруденение признается экзогенным [48]. В 1935 г. работ на месторождении не проводилось.

В 1936 г. здесь работает Бийская партия, возглавлявшаяся А. Д. Кузовлевым и входившая в Бийско-Курайский отряд Ойротской комплексной экспедиции Академии Наук СССР. В отчете партии снова подчеркивается необходимость дальнейшей разведки месторождения и указывается на гидротермальный его генезис [39, стр. 24 и 28].

Весной 1937 г. выходит из печати работа Г. Д. Афанасьева [8], в которой автор, не разбирая по существу доводов А. А. Месянинова и останавливаясь особенно на том, что заключение геолога А. А. Месянинова по Бостокскому месторождению марганца не может являться окончательным [8, стр. 89], попрежнему настаивает на своих выводах, развивает их и высказывает предположение о наличии закономерной геохимической зоны марганцевых месторождений гидротермального генезиса в пределах северной части Ойротии и в Горной Шории.

Несколько ранее, в Вестнике Академии Наук СССР [58, стр. 71 и 72], акад. В. А. Обручев, на основании доклада Г. Д. Афанасьева и А. Д. Кузовлева, пишет: «Марганцовый подотряд т. Кузовлева произвел легкую разведку месторождения Восток в 35 км от с. Турочак. Разведка подтвердила, что это месторождение — не выветривания, а коренное, гидротермального типа, в кварцевых жилах.

Все это и привело к тому, что летом 1937 г. указанное месторождение разведывалось марганцовым отрядом Ойротской комплексной экспедиции СОПС.

2. Геолого-петрографический очерк вмещающего месторождения района. Как говорилось, месторождение приурочено к южному склону хребта Ажи. Этот небольшой хребет покрыт лиственным лесом (осина, тополь, береза, черемуха и т. д.), низкотравной и невероятно густой и высокой травой, перевитой хмелем. Плоская, неширокая (50—100 м) вершина указанного хребта имеет абсолютную отметку 450 м и относительное превышение над уровнем р. Бии около 200 м. Довольно хорошо обнажен только южный склон хребта — правый борт долины Бии, по которому отрядом сделана геологическая съемка масштаба 1 : 25 000. Остальная часть хребта задернована, и здесь имеются лишь обнажения и высыпки по долинам мелких ручейков. На вершине мощность наносов весьма значительна: наш наиболее глубокий шурф прошел здесь 26 м по наносам. Поэтому даже сотысячная геологическая съемка всего данного района без искусственных вскрытий невозможна; а так как ни ранее, ни в 1937 г. горных выработок для целей съемки здесь почти не пройдено, геологическое строение района месторождения изучено слабо и установлена только общая его схема.

Почти весь рассматриваемый участок составляет древняя метаморфизованная и сильно дислоцированная толща, состоящая из осадочных и эффузивно-туфогенных пород. Возраст этой толщи, как уже указывалось выше, спорен. Часть геологов [75, 36] считает ее протерозойской, другая часть [24, 56] — кембрийской. Эта толща имеет здесь СВ, местами почти широтное простирание и круто падает то на СЗ, то на ЮВ. В состав толщи входят основные эффузивы и туфы, мергелистые известняки, глинисто-кремнистые сланцы и окремненные породы, представляющие собой повидимому сильно метаморфизованные разности всех перечисленных пород.

Указанную толщу прорывают породы габбровой магмы, возраст которых

считается верхнесилурийским или нижнедевонским, и дайки порфира, которые еще моложе. Эти порфиры прорывают породы габбровой магмы. Местами среди порфира имеются ксенолиты несколько ассимилированного порфиром габбро. Порфиры эти повидимому связаны с кислой интрузией, слагающей здесь все левобережье Бии. Возраст последней интрузии определяют как нижнедевонский.

Порфиры кое-где пересекаются еще более молодыми диабазовыми жилками, распространенными и в более древних породах.

Как и другие области Западной Сибири, этот район в конце мезозоя представлял собой континент, был пенепленизирован и в конце мела или в нижнетретичное время переживал период интенсивного глубинного выветривания. Тогда здесь образовалась мощная кора выветривания. Глубинное выветривание сопровождалось и окремнением голов коренных пород под породами коры выветривания.

После образования пород коры выветривания происходил размыв поверхности выветрелого пенеплена. Эрозия здесь прошла глубоко, кора выветривания была размyta и сохранилась только отдельными участками. Позднее наступило время накопления мощной толщи элювиально-делювиальных наносов. Эти наносы перекрыли и уцелевшие от размыва участки, сложенные породами коры выветривания. Возможно, что только что указанные наносы образовались в условиях пустыни. Следующий период размыва, продолжающийся и до сих пор, уничтожил эти наносы на пониженных участках современного рельефа.

В процессе развития современной гидрографической сети в понижениях повидимому везде уничтожены даже корни пород коры выветривания, которые могли здесь сохраниться после от предыдущего периода размыва. Эти корни в рассматриваемом районе нам удавалось наблюдать только на водораздельных участках.

Ниже кратко охарактеризуем все перечисленные здесь горные породы, начиная с пород, слагающих древнюю осадочно-эффузивно-туфогенную толщу. Этому необходимо предпослать общее замечание. Вследствие сильной метаморфизованности первичный характер пород, слагающих древнюю толщу, устанавливается с трудом и далеко не всюду; здесь явно преобладают эффузивно-туфогенные породы, но их во многих случаях и внешне и под микроскопом очень трудно отличить от глинисто-кремнистых сланцев.

Э ф ф у з и в ы. Это—очень сильно измененные породы от светложелтого с зеленоватым оттенком до темного, почти коричневого цвета. Тонкозернистые, часто только рассланцованные и в тех случаях по внешнему виду похожие на тонкослоистые глинистые сланцы; часто они окремнены отдельными участками. При микроскопическом исследовании¹ эти эффузивы удается разделить на породы без вкрапленников и на содержащие вкрапленники эффузивы. Последние имеют мелкозернистую основную массу, которая состоит из чешуйчатого хлорита, халцедона и кварца, сохранившихся участками sdвойникованных табличек полевого шпата и из мелких иголок актинолита. Кроме того здесь нередко встречается серицит, биотит и раскристаллизованное стекло, загрязненное бурыми гидроокислами железа. В некоторых шлифах довольно много титано-магнетита, переходящего в лейкоксен; встречаются кристаллы апатита. Породы несколько каолинизированы. Отмечается развитие гидроокислов железа как в виде тонкой пигментации, так и в виде отдельных сгустков в породе. Местами развиваются мелкие зернышки кальцита. Кроме того кальцит иногда вместе с кварцем выполняет и трещинки в породе. Вкрапленники преимущественно представ-

¹ Микроскопическое исследование собранной отрядом коллекции горных пород в основном исполнено петрографом З. М. Митянок.

лены пироксеном, реже полевым шпатом. Довольно часто отмечаются крупные и мелкие кристаллы пирита, отороченные хлоритом и повидимому халцедоном. Наблюдаются и крупные сферолитовые и неправильной формы участки, заполненные хлоритом, вокруг которых располагаются каемкой зернышки кальцита и мелкие чешуйки хлорита. Породы настолько изменены, что судить об их первоначальной структуре почти невозможно. В некоторых шлифах можно наблюдать структуру, напоминающую очковую; в других структура приближается к порфировидной.

Эффузивы без вкрапленников состоят в основном из халцедона, образующего мелкие агрегатные скопления, а также из хлорита, располагающегося в виде чешуек между отдельными участками халцедона, и из тонких пластинок полевого шпата. Обычно встречается и незначительное количество серицита, а также кварц в виде мелких чистых зернышек. Повсеместно распространена пигментация породы гидроокислами железа. Наблюдается и развивающийся мелкими зернышками кальцит. Кроме перечисленных минералов обычно присутствует полностью или частично раскристаллизованное стекло. Встречаются трещины, заполненные довольно крупными зернами кварца; помимо того — отдельные, довольно крупные пустоты, выполненные кальцитом. В расположении минералов в большинстве случаев наблюдается ориентировка, но в некоторых шлифах она отсутствует.

Т у ф ы. В поле, в виду сходства внешнего их облика с эффузивами, туфы не были выделены. При микроскопическом исследовании среди мелкозернистой основной массы в этих породах наблюдаются довольно крупные обломки порфиров, чаще округлые, но иногда и угловатые. Среди обломков видны отдельные микролиты полевого шпата и изредка мелкие сферолитовые участки хлорита. Значительно реже попадаются более мелкие обломки окварцованных пород. Кроме этого здесь присутствуют довольно крупные кристаллы пироксена, полевого шпата, кварц, пирит и апатит. Породы карбонатизированы. Карбонат представлен кальцитом. Почти везде наблюдается довольно значительное оруденение гидроокислами железа. Оруденение это приурочено не только к промежуткам между отдельными обломками, слагающими породу, но и к трещинкам в указанных обломках и к трещинкам в отдельных минералах.

М е р г е л и с т ы е и з в е с т н я к и. Эти известняки образуют крупные обнажения, но встречаются и в виде тонких прослоек среди эффузивов и туфов. Местами они постепенно переходят в глинисто-кремнистые сланцы. Среди габбро встречаются ксенолиты известняков от 0.5 до 2—3 м в диаметре. Вероятно, присутствующие в долине Бии карстовые воронки обусловлены наличием здесь известняков. Это — массивные топкозернистые темного цвета породы, часто имеющие довольно обильную вкрапленность мелких кристалликов пирита. Они передко рассланцованы. Выветриваясь, эти известняки приобретают светлосерую или желтоватую окраску, причем продукты их выветривания не вскипают от соляной кислоты.¹ Массивные разности известняков часто разбиты крупными трещинами, выполненными кальцитом. Мощность таких кальцитовых жил достигает передко 15—20 см. Встречаются и кварцевые жилки, в разных направлениях секущие описываемые известняки. Под микроскопом видно, что известняки состоят здесь из мелких, большей частью округлых зерен карбонатов и из глинистого материала. При обработке шлифов насыщенным раствором сернистого аммония (реакция Лемберга) большинство зерен карбонатов чернеет и только незначительные участки остаются бесцветными. Это указывает на то, что кроме кальцита здесь присутствует и доломит. В промежутках между зернами кальцита располагаются и агрегатные скопления очень

¹ Ни здесь, ни в других местах района нам нигде не удалось наблюдать кору выветривания известняков сколько-нибудь значительной мощности.

мелких зерен повидимому халцедона; кое-где встречаются и очень мелкие зернышки кварца и мелкие чешуйки серицита. Кроме перечисленных минералов в шлифах отмечен пирит, образующий крупные и мелкие кристаллы, вокруг которых концентрируется волокнистый минерал, вероятно халцедон. Структура известняков зернистая, но обычно она плохо заметна, так как замаскирована процессами выветривания.

Глинисто-кремнистые сланцы. Это — плотные слоистые породы буро-серого цвета с слегка зеленоватым оттенком. Сильно окремненные разности приобретают массивный облик. Под микроскопом видно, что породы эти состоят в основном из тонких глинистых частиц и из очень мелких зерен кварца. Количество глинистого материала и кварца в различных шлифах варьирует. Кроме этого везде видно много серицита, концентрирующегося отдельными прослоями. Отмечается и каолин, развивающийся по мелким обломкам полевых шпатов. Помимо того здесь наблюдаются и мелкие, рассеянные зерна пирита. По трещинкам в сланцах довольно много гидроокислов железа. В сланцах присутствуют прожилки хлорита и кварцевые прожилки.

Окремненные породы довольно детально описаны в предыдущей главе, и к ним мы еще вернемся при описании железо-марганцевого оруденения (см. следующую главу); здесь же отметим только следующее.

Ни в одной из разновидностей кремнистых пород этого района каких-либо остатков организмов нами не найдено, как впрочем и в других породах, слагающих описываемую древнюю толщу. Но в некоторых разностях этих пород под микроскопом наблюдается очень тонкая слоистость, возможно первичная; но вероятнее все же, что это — микросланцеватость, а не слоистость первичной, впоследствии окремненной породы. Иногда это подчеркивается субпараллельным расположением рудного пигмента. Никаких других фактов, позволяющих рассматривать какие-либо разности окремненных пород данного района как осадочные силицилиты, в нашем распоряжении нет.

Среди типичных местных эффузивов нередко встречаются отдельные прослой и бесформенные участки (пятна) окремненных пород, по внешнему виду весьма похожих на осадочные силицилиты. То же самое наблюдается и среди глинисто-кремнистых сланцев. Все это позволяет думать, что главную роль в формировании окремненных пород рассматриваемого района играл метаморфизм неглубокой зоны.

Мы думаем, что немаловажную роль в формировании разностей, внешним видом напоминающих осадочные кварциты, здесь играло и экзогенное доокремнение исходных пород, имевшее место непосредственно под породами коры выветривания.

Цвет темных разностей окремненных пород часто обусловлен наличием рудного пигмента, причем последний иногда распределен неравномерно, отдельными пятнами. В некоторых шлифах видна изогнутость кварцевых прожилков, которая возможно объясняется тектоническими подвижками, имевшими место тогда, когда трещинки породы были уже заполнены кварцем.

В большинстве случаев величина отдельных зерен окремненных пород так мала, что структура приближается к криптокристаллической. Иногда же имеет место мозаичная структура.

Изучение окремненных пород, слагающих скалу «Монах» и вмещающих рудное гнездо, представляющее собой Бостокское месторождение, показало, что они не являются чем-либо отличными от других окремненных пород района, не несущих столь локализованного и концентрированного марганцевого оруденения.

Как отмечалось, все породы древней толщи в той или иной степени пиритизированы. Пирит здесь в большинстве случаев окислен и замещен бу-

рыми гидроокислами железа, причем форма кристаллов пирита почти везде сохранилась.

Габбро, диабазы и габбро-пироксениты являются производными одной и той же магмы и образовались почти одновременно. Из них наибольшим распространением в районе пользуется габбро, которое составляет несколько сравнительно небольших массивов. Диабазы составляют периферические части этих массивов и кроме этого образуют дайки и жилы.

Габбро-пироксениты, так же как и диабазы, повидимому являются обособлениями от габбровых массивов, возникшими в результате дифференциации габбровой магмы.

Габбро представляют массивные то средние, то мелкозернистые породы зеленовато-черного, иногда светлозеленого цвета. Эти породы в основном сложены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой и ильменитом. Как примесь встречается апатит. Вторичными минералами являются хлорит, кальцит и кварц. Плагиоклаз почти везде соскюритизирован, кроме того отмечается и карбонатизация плагиоклаза. Пироксен-авгит представлен почти бесцветными кристаллами с высоким рельефом и совершенной спайностью. Угол погасания по Ng 50—54°; оптически положителен; в различной степени амфиболизирован. Содержание роговой обманки в различных местах различное, и нередко оно настолько значительно, что породу здесь следовало бы называть роговообманковым габбро. Почти везде можно наблюдать хорошо выраженную структуру перехода титанистого железняка в лейкоксен. Хлорит развивается за счет роговой обманки. Кальцит распространяется не только по плагиоклазу, но заполняет и многочисленные трещинки в породе. Кварц присутствует главным образом в трещинках, иногда совместно с кальцитом. По степени идиоморфизма можно наметить следующий порядок выделения минералов габбро: апатит, плагиоклаз, пироксен, роговая обманка. Структура породы чаще всего офитовая. В габбро местами наблюдается рассеянная сульфидная вкрапленность, которая представлена пиритом, пирротинном и халькопиритом. Судя по форме зерен, пирротин и халькопирит здесь магматогенные; пирит же развивается за счет пирротина, т. е. позднее.

В нередко окварцованных приконтактных зонах габбровых массивов иногда наблюдается тонкая сульфидная вкрапленность, такая же, как и в материнской изверженной породе. Габбро пересекают кальцитовые, кварцевые и хлорит-кальцит-кварцевые жилки и прожилки. С кварцевыми жилками нередко ассоциируется пирит. Под микроскопом видно, что среди хлорит-кальцит-кварцевых прожилков присутствует и полевой шпат в виде мелких, несколько удлиненных табличек и волокнистый минерал, напоминающий халцедон. В габбро встречаются ксенолиты известняка, в котором кроме кальцита и доломита присутствует тремолит, представленный крупными кристаллами, образующими радиальнолучистые пучки; тремолит бесцветен, имеет резкий рельеф и высокую интерференционную окраску, двуосен, оптически отрицателен. В правом борту ключика, впадающего в Бию сразу ниже устья р. Ушпы, в 30—35 м вверх по ключу от тракта, среди габбро нами были найдены тонкие родонитово-кварцевые прожилки. Мощность этих прожилков не превышает 4 см. Родонит (рельеф высокий, спайность ясная, бесцветен, двуосен, двупреломление 0.009, отрицателен) образует кристаллы и вместе с пренитом составляет почти всю площадь шлифа. Кроме этих минералов, в шлифе присутствуют альбит и крупные зерна кварца, зажатые между кристаллами родонита. В пространстве между отдельными кристаллами и часто по трещинам в минералах располагается хлорит. Кроме всех перечисленных минералов в шлифе присутствует крупное зерно пирита. Приконтактные части габбровых массивов почти везде значительно более выветрелы, чем их центральные части. По трещин-

кам среди габбро, особенно в приконтактных участках, распространяются гидроокислы железа и марганца.

Диабазы связаны постепенными переходами с габбро, а кроме этого, как говорилось, образуют дайки и жилы. Это — серые с зеленоватым оттенком породы афанитового облика. Они состоят из полевого шпата, пироксена, роговой обманки, сфена, рудного минерала и кварца. Вторичные минералы — хлорит и кальцит. Полевой шпат (главным образом плагиоклаз) серицитизирован и сосюритизирован настолько, что более точное определение его практически невозможно; кроме того он загрязнен и гидроокислами железа. Двойниковых табличек плагиоклаза очень мало; в некоторых из них наблюдаются ясно очерченные кристаллы эпидота. Пироксен представлен авгитом. Роговая обманка развивается на базе пироксена, т. е. здесь тоже имеет место процесс амфиболизации. Местами породы сильно выветрелы и пропитаны гидроокислами железа, так что лишь по остаткам отдельных минералов можно судить об их первоначальном составе. Структура рассматриваемых пород диабазовая. Отмечены разновидности с небольшим количеством темноцветных минералов и резко повышенным содержанием полевого шпата и кварца. Некоторые рассланцованные, выветрелые разности диабазов характеризуются наличием большого количества крупных овальных пустот, заполненных кварцем.

Габбро-пироксениты связаны постепенными переходами с габбро. Это среднезернистые массивные породы черно-зеленого цвета, местами значительно выветрелые и разбитые трещинами отдельности на мелкие остроугольные плитки. Указанные породы не менее, чем на 70%, состоят из моноклинного пироксена (ромбического пироксена очень мало), при 2—3% апатита и некотором количестве плагиоклазов. Поэтому с равным успехом можно называть их полевошпатовыми пироксенитами, меланократовыми пироксеновыми габбро или габбро-пироксенитами. Структура этих пород гипидиоморфнозернистая. Породы хлоритизированы и содержат довольно много титано-магнетита, переходящего в лейкоксен. Выветрелые разности сильно обогащены гидроокислами железа.

П о р ф и р ы. Под этим названием нами объединены как содержащие значительные количества кварца жильные интрузивные породы типа гранит-порфиров, так и почти лишенные кварца породы, приближающиеся по составу к сиенитам. Это — темносерые или розоватого цвета породы с вкраплениями полевого шпата, реже биотита, кварца, рудного минерала и пироксена. Основная масса преимущественно состоит из удлиненных сдвойникованных табличек плагиоклаза (главным образом альбита) и калиевого полевого шпата, кварца в различных количествах, пироксена и роговой обманки; кроме того здесь присутствуют апатит, рудный минерал и мелкие кристаллики феррисиликата. В порфирах довольно широко развиты процессы сосюритизации, серицитизации и эпидотизации полевых шпатов. Пироксен определен как авгит. Биотит хлоритизирован. Всюду развивается кальцит, и процессы карбонатизации играют здесь немаловажную роль. Структура этих пород порфировидная. Мощность даек от 5 до 40 м. Как указывалось, некоторые дайки содержат ксенолиты габбро.

П о р о д ы к о р ы в ы в е т р и в а н и я. Мощность пород коры выветривания в разных местах рассматриваемого района различна и, как показали выработки 1937 г., в некоторых местах достигает вероятно нескольких десятков метров. Изучение состава пород коры выветривания в наши задачи не входило, и поэтому ниже приводятся только самые общие сведения об этих разнообразных, интересных, но крайне трудных для изучения породах. Здесь часто встречаются тонкозернистые, кремнистые, рыхлые разности светложелтого, светлорозового и беловато-серого цвета с разнообразными оттенками и переходами. Среди них кое-где сохранились участки, имеющие сланцеватость, и отдельные участки плотных светлосерых и

более темных, слабо дезинтегрированных окремнелых пород. Эти различия вероятно представляют собой продукты выветривания окремнелых пород древней толщи. Другие различия представлены то хорошо рассланцованными, то неслоистыми, часто рыхлыми породами. Цвет их светложелтый или светлорусоватый, иногда наблюдается и пятнистая окраска; желтые и красно-бурые пятна чередуются друг с другом. У нас нет объективных данных, чтобы судить о том, какие породы, выветриваясь, дали эти различия; но можно думать, что это были габбро, диабазы и неокремнелые породы древней толщи.

Кора выветривания габбро-пироксенитов имеет буро-желтый цвет, сохранила первичную структуру исходной породы и остатки темпоцветных минералов. Встречаются и глинистые светлосерые и светложелтые различия коры выветривания со следами структуры изверженных пород. Здесь на сером фоне основной глинистой массы выделяются более светлые и довольно крупные участки с кристаллическими очертаниями (повидимому, остатки вкрапленников, вероятно плагиоклаза). Это — наверное не полностью дезинтегрированные участки коры выветривания эффузивов. В результате беглого просмотра шлифов, сделанных из пород коры выветривания, установлено, что эти крайне тонкозернистые породы пропитаны гидроокислами железа и состоят главным образом из кварца, глинистых частиц, халцедона, почти нацело каолинизированного полевого шпата, хлорита, серицита и карбонатов (кальцит и доломит). В некоторых местах отмечен зеленоватый минерал, похожий на конгонит (его немного). Очень редко встречаются мелкие зернышки, напоминающие турмалин и гранат. Нередко присутствуют обожженные остатки кристаллов пирита. Структура исходных пород нигде не сохранилась, но все же в некоторых шлифах удалось видеть едва заметную структуру диабаза. Некоторые тонко рассланцованные различия под микроскопом весьма похожи на глинистые сланцы. Наиболее оруденелы гидроокислами марганца и железа кремнистые различия пород коры выветривания.

Один из образцов (№ 312) коры выветривания был сдан для химического анализа, в результате которого получены следующие данные: ¹

SiO ₂	63.67%	MgO	1.70%
TiO ₂	1.50%	Сумма щелочей по K ₂ O	4.37%
Al ₂ O ₃	15.18%	» » Na ₂ O	3.97%
Fe ₂ O ₃	9.10%	H ₂ O+	3.56%
MnO	0.05%	H ₂ O-	0.69%
CaO	0.18%		
		Сумма=100.01% или . 99.61% (в зависимости от того, как рассчитать щелочи)	

Элювиально-делювиальные наносы. Представляют собой повидимому накопленные в третичное время продукты разрушения всех горных пород района. На пониженных участках современного рельефа они размыты, но на водоразделах местами достигают весьма значительной мощности. Как указывалось выше, наш наиболее глубокий шурф прошел 26 м по этим наносам. Эти отложения представлены желтоватыми, желто-бурыми, красноватыми или светлосерыми суглинками, содержащими щебенку, а иногда и довольно большие неправильные, остроугольные обломки окремнелых, ожелезненных и омарганцованных пород. С глубиной количество и крупность этой щебенки обычно возрастают. В некоторых местах (очень редко) в описываемых суглинках встречаются небольшие гальки. Ясных органических остатков нами здесь не найдено. Местами среди суглинков на-

¹ Все химические анализы были выполнены в химической лаборатории Петрографического сектора Института геологических наук Академии Наук химиками Л. Б. Тумилович и И. М. Шумило.

блюдаются мелкие черного цвета стяженья углистого вещества, которые при прокаливании теряют черную окраску. Возможно, что значительная часть этих сутлинков представляет собой верхние дезинтегрированные и частично переотложенные породы коры выветривания. Описанные наносы прикрыты современным делювием и почвенным слоем.

Типичные образцы горных пород рассматриваемого здесь района были проанализированы на марганец. Результаты этих анализов сведены в нижеследующую таблицу.

Горная порода	№ образца	Содержание MnO в %
Мергелистый известняк и продукты его выветривания	116 и 116а	0.10
Глинисто-кремнистые сланцы	132а и 69	0.11
Туфы (?)	237в и 214а	0.25
Рассланцованный основной эффузив	308	0.35
Кора выветривания эффузивной породы	207 и 207а	0.03, 1.86
Кора выветривания глинисто-кремнистых сланцев (?)	114	Следы
Окремнелая порода из почвы шурфа № 31 (скала «Монах»)	425	0.34
Окремнелая порода из штольни (скала «Монах»)	418	Следы
Продукты выветривания окремнелой породы (?) — сиреневого цвета тонкий песок (кремнистый)	358	»
Слабо выветрелый диабаз	204 и 113	0.27
Сильно выветрелый диабаз	112	0.17
Габбро	54, 216а, 220	0.16; 0.19; 0.15
Пироксенит	219	0.28
Кора выветривания пироксенита	441а	0.17
Порфир	57 (из коллекции А. Д. Кузовлева)	0.19

3. Описание месторождения в свете произведенных геологоразведочных работ.

Наиболее крупное рудное гнездо (Востокское месторождение) приурочено к скале («Монах»), сложенной окремнелыми породами и окруженной породами коры выветривания. Это гнездо имеет наибольшие размеры в плане 16×7.5 м; на выходе оно обладает формой пятна или неправильной линзы, втянутой в СВ направлении, и выклинивается, как показала штольня, пройденная под него, на глубине около 10 м. Его слагают псилломелан и пиролюзит, гидроокислы железа и окремнелые породы, состоящие почти нацело из мелкозернистого кварца и местами сильно выветрелые, дезинтегрированные. Рудные минералы выполняют трещинки и пустоты в окремнелой породе; кроме того они пропитывают ее, замещая кремнезем, выщелачиваемый поверхностными водами. В силу этого породы на выходе рудного тела имеют брекчиевидный облик (см. зарисовки, рис. 2, две правые фигуры в нижнем ряду). Значительные участки, сложенные марганцевыми минералами, обладают землистой и губчатой структурами. Всю площадь выхода рудного гнезда мы разделили на три части и каждую из них опробовали по способу pick-sampling; размер ячеек сетки был 20 см; с каждого угла для пробы брался кусочек породы весом от 40 до 60 г. Анализы этих трех проб дали следующие цифры: содержание Mn равно 20.95, 19.95 и 15.41%, при содержании Fe соответственно 14.53, 10.06 и 13.42%. Для одной из этих проб были сделаны дополнительные определения, причем оказалось, что при содержании Mn 15.41% и Fe 13.42%, здесь содер-

жаты 0.32% P, 47.3% SiO₂ и 0.05% S; Co, Ni и V анализами в них не обнаружены.

В нескольких метрах к западу этого рудного тела, гипсометрически ниже его выхода, находится довольно большая пещера.

Пещера проходит среди кремнистых пород, слагающих скалу «Монах»; она вытянута почти широтно и в своей наиболее удаленной от входа части находится под выходами описываемого рудного гнезда. Приступы к части пещеры сложены кремнистыми брекчиевидными породами красновато-бурого цвета. Цвет и брекчиевидный облик этих пород обусловлены значительным количеством гидроокислов железа, которые не только выполняют здесь трещины, но и пропитывают всю породу. Примерно в 0.5 м от входа, на дне пещеры начинается навал, состоящий из обломков окремненных пород, богатых железными и марганцевыми гидроокислами, и из черной марганцовой сыпучки. Стенки и потолок пещеры, по мере продвижения в глубь ее, постепенно обогащаются марганцевыми гидроокислами, и через 2 м от входа они, а затем и дно пещеры почти нацело состоят из плотных марганцевых гидроокислов с редкими небольшими участками выветрелых окремненных пород, тоже богатых марганцем. В расположении этих участков никакой закономерности не видно. В наиболее удаленной от входа части пещеры (вероятно А. Д. Кузовлевым) сделано несколько (?) взрывов, углубивших (понизивших) наиболее удаленную от входа часть пещеры.

На выходе рудного тела в 1936 г. был задан шурф № 31, который мы сбили с этой пещерой и углубили несколько ниже ее почвы. Указанный шурф¹ проходит в окремненных породах, богатых марганцевыми гидроокислами. Окремненные породы здесь в той или иной степени выветрелые, разрушенные и в зависимости от преобладания рудного материала то желтые обохренные, то черные омарганцованные. В большинстве же случаев окисные марганцевые и железные минералы присутствуют вместе, почти в одинаковых количествах. В том месте, где шурф соединяется с пещерой, наблюдаются как бы отдельные прослои, почти нацело состоящие из плотного агрегата марганцевых минералов; местами же черная руда пористая или имеет ячеистый вид. Ниже дна пещеры в шурфе количество марганца уменьшается, порода становится более плотной, слабо ожелезненной и омарганцованной. Здесь все чаще можно видеть куски (останцы) плотных, темных разностей окремненных пород. Из нижней части шурфа была взята бороздовая проба,² анализ которой дал следующие цифры: 3.49% Mn, 13.42% Fe, 0.36% P, 68.64% SiO₂, 0.03% S, 0.02% Ni, Co и V не обнаружены.

Под рудное тело, как указывалось выше, нами пройдена штольня. Длина штольни 23 м. Начинается она траншеей. Северо-восточная стенка траншеи в нижней части сложена темными окремненными породами, разбитыми в различных направлениях невыдержанными трещинами; в верхней части она сложена серыми, выветрелыми, раздробленными в мелкий щебень породами, местами превращенными в очень тонкий кварцевый песок. На 6-м метре от начала траншеи характер породы резко меняется. Здесь с простиранием 70° и падением к СЗ под углом 65° в окремненные породы как бы вклинивается отличная от них порода. Она розовато-бурая, мягкая, глинистая. Границы ее очерчены резко. Можно предположить, что это изверженная порода, сильно выветрелая и каолинизированная. Мощность этой жилы (?) у почвы траншеи равна 0.6 м, вверх она расширяется и уходит под делювий.

¹ Описания выработок сделаны сотрудницей отряда В. Ф. Морковкиной.

² Бороздка была вертикальная, длиной 1.5 м, шириной 10 см. Глубина бороздок при бороздовом опробовании нами вообще делалась в 5 см; ширина обычно 10, редко 5 см. Все пробы обрабатывались согласно формуле $Q = kd^2$; коэффициент k мы брали равным единице.

Дальше (ближе к началу штольни) снова обнажены окремненные породы, аналогичные предыдущим. У начала штольни они становятся очень плотными, темными, с едва заметными жилками белого кварца. Здесь много налетов (и прожилков по трещинам) бурых гидроокислов железа и черных гидроокислов марганца. Над входом в штольню эти породы разбиты редкими трещинами, идущими в разных направлениях. Аналогичные плотные темные породы продолжаются и в штольне, примерно до расстояния в 7 м от ее начала. Дальше штольня проходит в тех же породах, но они не везде одинаково плотные. Местами здесь они настолько трещиноваты, что крошатся на отдельные твердые остроугольные куски различной величины и формы. Очень часто здесь обнаруживаются неправильные участки, представленные выветрелыми, рыхлыми, превращенными в мелкозернистый кварцевый песок разностями, частично обохренными.

Наблюдающееся здесь слабое оруденение, как видно в стенках штольни, распределено неравномерно, т. е. без всякой видимой закономерности. Отдельные неправильной формы участки пород обогащены то марганцовыми, то железными гидроокислами, чаще же всего и теми и другими одновременно (рис. 1). В большинстве случаев оруденение приурочено к трещинам: гидроокислы железа и марганца покрывают здесь кусочки окремненных пород тонким налетом или тонкой пленкой черного или бурого цвета. Часто можно вынуть из стенки штольни черный остроугольный кусочек, твердый, со всех сторон обернутый, словно одетый в черную рубашку, тонкой пленкой (иногда очень тонкой) черных, марганцевых минералов. Часто видно, что рудный минерал, проникая по мелким трещинам, как бы цементирует остроугольные обломки, придавая породе брекчие-

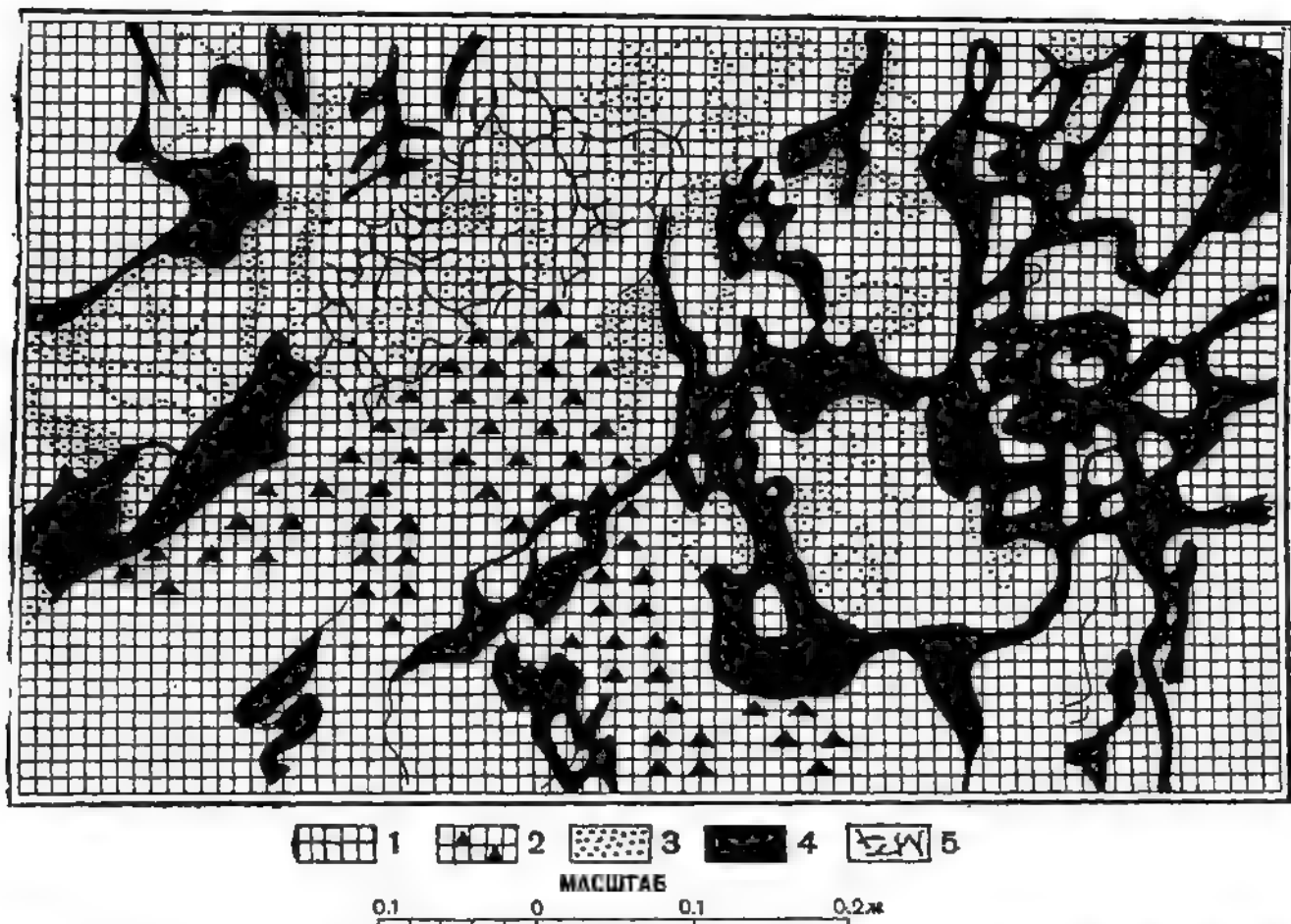


Рис. 1. Зарисовка части северо-восточной стенки штольни, пройденной под Бостокское железо-марганцевое месторождение. Зарисовка сделана в 2.25 м от начала штольни.

1 — псевдобрекчия окремненной породы с очень слабыми признаками железо-марганцевого оруденения; 2 — то же, со значительным содержанием гидроокислов железа; 3 — порода, почти нацело состоящая из гидроокислов железа; 4 — то же, из псиломелана и пиролюзита; 5 — значительно омарганцованные участки псевдобрекчии окремненной породы.

видный облик. Это наблюдается главным образом для гидроокислов железа, быть может потому, что они более заметны на фоне темных вмещающих пород. Хотя марганцовые и железные гидроокислы присутствуют в штольне совместно, все-таки преобладает здесь оруденение железом.

Чем дальше от начала штольни, тем породы становятся все больше и больше выветрелыми. Здесь преобладают уже рыхлые, сыпучие разности, среди которых остались только отдельные участки также отчасти разрушенных, темных, окремнелых пород, причем они совсем не похожи на какие-нибудь ориентированные, закономерные прослои. В рыхлой глинисто-кремнистой породе здесь содержатся не только крупные участки, но и отдельные куски твердых разностей самых разнообразных размеров, от мелких кусочков до кусков в 0.5 м. Форма таких кусков различна. Встречаются выветрелые с поверхности куски, внутренние части которых представлены плотной темной породой. Оруденение наблюдается здесь везде, как в рыхлых, т. е. выветрелых, так и в твердых разностях окремнелых пород. В 18 м от начала штольни среди сильно выветрелых окремнелых пород присутствует слабо обохренная, светлая глинистая порода с реликтами структуры изверженной породы. Эта порода аналогична той, которую вскрыли канавы 36 и 32, примыкающие к скале «Монах» с юга и запада (рис. 2—две правые фигуры в среднем ряду). Вероятно, это — кора выветривания эффузивной породы.

Наиболее далекие (примерно в 20.5 м от ее начала) части штольни снова представлены менее выветрелыми разностями окремнелых пород, которые разбиты трещинами отдельности, где скопились гидроокислы марганца и железа. Надо отметить, что оруденение железом приурочено главным образом к выветрелым, рыхлым разностям, тогда как марганец концентрируется больше всего по трещинкам темных, почти невыветрелых окремнелых пород. Начиная примерно с 20.5 м, количество марганца и железа по сравнению с тем, что было в средней части штольни, возрастает.

Из штольни отрядом взяты 10 бороздовых проб (сечение бороздок 10 × 5 см). Опробованы все наиболее оруденелые участки, вскрытые штольной. Пять проб взято из северо-восточной стенки штольни, остальные — из ее забоев. Проанализирована только самая богатая проба, взятая из северо-восточной стенки штольни у ее начала, и две пробы из забоев штольни в 12 и 16 м, взятые под выходом рудного тела. Анализы остальных проб, из-за убогости их и непромышленного характера месторождения, были признаны ненужными. Забойные пробы оказались содержащими 0.28 и 0.32% Mn при содержании Fe (соответственно) 23.25 и 27.95%. Анализ пробы из северо-восточной стенки штольни дал следующие результаты: 7.10% Mn и 4.47% Fe.

В пределах вмещающей месторождение скалы имеется еще несколько гнездышек, сложенных марганцовыми гидроокислами и обладающих совсем ничтожными размерами. На таком гнездышке, которое выходило на ЮЗ оконечности этой скалы, нами было пробурено несколько шпуров. После того как указанные шпуры были взорваны, гнездышко это исчезло, и под ним оказались окремнелые породы, местами оруденелые железом (рис. 2, левые фигуры в верхнем ряду). К такому же результату привели работы на аналогичном гнездышке, выходящем на СВ оконечности скалы (рис. 2, правые фигуры в верхнем ряду).

Сама вмещающая месторождение скала окремнелых пород, сохранивших местами сланцеватость, вытянута в СВ направлении, а слагающие ее породы почти везде в той или иной степени подверглись оруденению гидроокислами железа и значительно слабее марганца. Это оруденение главным образом приурочено к различным трещинкам, откуда рудные гидроокислы процитывают окремнелые породы, сообщая всему массиву брекчиевидный облик. Кроме того большим развитием тут пользуются тонкие пленки и корки

названных гидроокислов на поверхности окремненных пород. Выветрелые, дезинтегрированные участки этих пород местами тоже оруденелы. Южный конец скалы обрывистый, шириной 10—25 м; он уступами круто поднимается вверх. Верхний (северо-восточный) конец уходит под наносы. Западный и восточный ее склоны более пологие и быстро уходит под растительный покров и под породы коры выветривания окремненных пород (рис. 2 — левая фигура в среднем ряду). Местами — там, где породы наиболее трещиноваты — наблюдаются отдельные пустоты и небольшие пещерки, вытянутые также большей частью в СВ направлении. Среди окремненных пород много прожилков кварца. Их отдельные участки местами сохраняются и среди пород коры выветривания, окружающих скалу «Монах» (рис. 2, левая фигура в среднем ряду). Надо еще отметить, что в пределах описываемой скалы встречаются нередко новообразования кремнезема, сингенетичные марганцовым и железным гидроокислам.

Значительно оруденелый железом и слабо марганцем участок поверхности скалы «Монах», расположенный между началом штольни и выходом описанного выше рудного гнезда, являющегося Бостокским месторождением, мы опробовали по способу pick-sampling. Анализ этой пробы показал, что здесь содержится 26.83% Fe, 1.24% Mn, 0.56% P, 0.1% S, 44.51% SiO₂, 0.06% Al₂O₃ и 5.25% TiO₂; Co и V обнаружены не были.

Восточнее скалы «Монах» имеется вторая скала (рис. 2 — левая фигура в нижнем ряду), сложенная, как и «Монах», оруденелыми, с поверхности окремненными породами.

Здесь, как и на «Монахе», наблюдается много натеков гидроокислов железа и марганца. Их настолько много, что после внешнего осмотра остается впечатление о весьма значительном оруденении; но стоит только поколотить скалу молотком, как под указанными натеками обнажаются массивные или выветрелые почти не оруденелые окремненные породы.

После окончания разведочных работ отрядом как на этой скале, так и на «Монахе» были произведены большие взрывы, в результате которых с части этих скал был сорван поверхностный слой, причем крупные заряды аммонала закладывались в обильные в этих скалах пещеры и пещерки. После взрывов на восточном соседе «Монаха» обнажились серые плотные окремненные породы, по тонким и более толстым трещинкам сцементированные железными и реже марганцовыми гидроокислами. Ничего похожего на промышленное оруденение здесь не оказалось. Было отмечено, что при углублении внутрь скалы окремненные породы становятся местами более рыхлыми.

В одном месте здесь, внутри образованного взрывом углубления были отмечены два пересекающихся прожилка мощностью 10—15 см. Эти прожилки сложены черными плотными марганцовыми минералами. Элементы залегания прожилков:

$$1) \frac{\text{Пр. } 40^\circ}{\text{Пад. } \text{СЗ} \angle 50^\circ} \quad \text{и} \quad 2) \frac{\text{Пр. } 270^\circ}{\text{Пад. } \text{С} \angle 40^\circ}$$

На скале «Монах» взрывами также вскрыты небольшие рудные прожилки и одно гнездышко, выполненное гидроокислами марганца. И здесь после этих взрывов оруденения на скале осталось значительно меньше.

За пределами скалы «Монах» во всем окрестном районе также наблюдается рассеянное марганцовое и железное оруденение; но ни на естественных выходах, ни в пройденных здесь выработках промышленных или близких к ним концентраций не встречено. Концентрация оруденения во всех вскрытых точках тут еще меньше, чем та, которая имеет место на скале «Монах» и описана выше.

В породах коры выветривания, вскрытых выработками, нередко видно слабое пропитывание гидроокислами железа и марганца; кроме того наблюдаются натеки этих гидроокислов по трещинкам, иногда как бы обвола-

живающие некоторые участки указанных пород; встречаются здесь и отдельные стяжения железных и марганцовых гидроокислов; кроме этого и кремнисто-железистые стяжения или прожилки нередко омарганцованы.

Как указывалось, среди пород коры выветривания и среди коренных пород района довольно часто встречаются обычно тонкие кварцевые прожилки, быстро выклинивающиеся и не подчиненные какому-либо определенному направлению. К этим прожилкам нередко приурочиваются железные и марганцовые гидроокислы, заполняющие имеющиеся в них пустотки и щели между телом прожилков и вмещающей их породой. Карбонатов марганца и железа и сульфидного оруденения, за исключением довольно редкого пирита, в таких прожилках нам подметить не удалось.

Встречаются здесь и трещинки в коренных, некремнистых или слабо окремненных породах, также выполненные гидроокислами железа и марганца.

В элювиально-делювиальных наносах довольно часто присутствуют обломки (щебень) окремненных пород, оруденелых железом и слабо марганцем; реже тут попадаются типичные колломорфные стяжения железных и марганцовых гидроокислов. Иногда среди указанных наносов встречаются и прослой обломков кремнистых пород, слабо оруденелые марганцем. Слабая цементация гидроокислами железа и марганца наблюдалась нами и в аллювиальных отложениях р. Ушпы.

Однако наиболее значительная часть марганцового и железного оруденения района локально связана с окремненными породами, которые здесь слагают не только скалу «Монах», но встречаются и во многих других точках. Особенно повышенное оруденение в этих породах фиксируется там, где они, как и скала «Монах», вмещающая Бостокское месторождение, окружены породами коры выветривания, среди которых окремненные породы здесь встречаются довольно часто в виде небольших грядок и скал, вытянутых в СВ направлении. Местами эти породы образуют тут и весьма крупные скалы (скала «Иконостас»). Нередко отмечаются постепенные переходы различных коренных пород (сланцев, эффузивов, туфов) в окремненные разности; с другой стороны, повсеместно видны совершенно постепенные переходы названных окремненных пород в породы коры выветривания, на тех участках, где они присутствуют среди последних.

Здесь необходимо привести еще некоторые наблюдения, сделанные нами в поле при изучении указанных окремненных пород на участках, где они присутствуют среди пород коры выветривания. Как правило, эти породы неоднородны: местами они светлосерые, местами темносерые, массивные или разбитые тонкими трещинками, которые заполнены кварцем, местами же выветрелые, рыхлые и сыпучие. Часто видно, что в сыпучей «кремнистой муке» присутствуют, т. е. еще сохранились, участки массивных кварцитов.

Некоторые грядки окремненных пород в более удаленных от дневной поверхности частях нередко становятся более рыхлыми, выветрелыми, например грядки в районе нашей первой разведочной линии. Одна такая грядка слабо оруденелых окремненных пород называется Ушлинским месторождением. Здесь выход окремненных пород шириной в 1 м имеет простирание СВ 55° и крутое падение на СЗ. С обеих сторон к этой грядке подходят канавы, которые вскрывают кору выветривания пород древней толщи. Подкоп под эту грядку показал, что вниз окремненная порода становится здесь также более мягкой, сланцеватой, глинистой.

Несомненно, что эта грядка есть останец окремненной породы древней толщи, сохранившейся в нижних горизонтах ее коры выветривания.

По простирании эта грядка прослеживается метров на 10. В различных направлениях она рассечена трещинами отдельности. Местами здесь ясно видна сланцеватость окремненной породы, и нередко вкрест сланцеватости проходят тонкие жилки кварца.

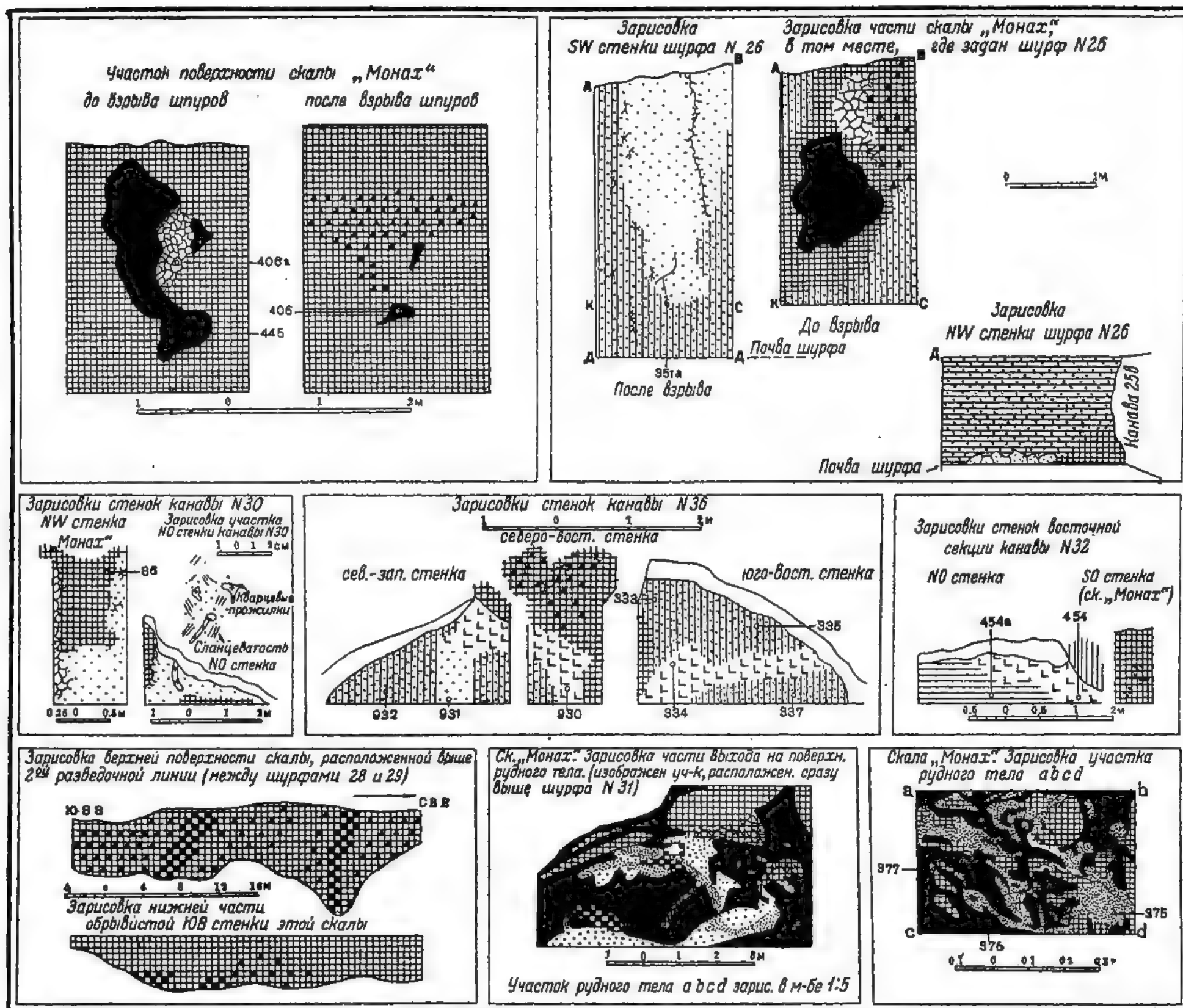


Рис. 2. Зарисовки обнажений и некоторых горных выработок, пройденных в районе Бостокского железо-марганцевого месторождения.

1 — окремненная порода, сохранившая сланцеватость; 2 — псевдобрекчия окремненной породы с незначительным содержанием минералов группы бурого железняка; 3 — псевдобрекчия окремненной породы со значительным содержанием минералов группы бурого железняка; 4 — псевдобрекчия окремненной породы, слабо оруженная железом и несколько выветрелая (слегка дезинтегрированная); 5 — то же, почти нацело разрушенная и сильно измененная в результате деятельности поверхностных агентов, со слабым главным образом железным оруденением; 6 — порода, почти нацело состоящая из псиломелана и пиролюзита; 7 — то же, из минералов группы бурого железняка; 8 — то же, из гидроокислов марганца и железа; 9 — кварцевые жилки и прожилки; 10 — светлая глинистая порода с реликтами структуры изверженной породы; 11 — породы коры выветривания, сохранившие сланцеватость; 12 — делювий и почвенный слой; 13 — породы, содержащие прожилки гидроокислов марганца и пропитанные ими породы; 14 — ММ образцов.

На многих участках района, как и на скале «Монах», удается наблюдать процесс замещения окремнелых пород гидроокислами железа и марганца. Этот процесс начинается с выполнения трещин и трещинок отдельности в породе рудным веществом. Следующей стадией является пропитывание участков вмещающей трещинки породы (вблизи краев трещин) гидроокислами железа и марганца. В конечных стадиях процесса вмещающая трещинки порода оказывается почти нацело замещенной названными гидроокислами и от нее сохраняются лишь отдельные, неправильно очерченные участки. Такая порода должна быть названа метасоматической брекчией. Внешний облик ее напоминает брекчию, но при тщательном осмотре с очевидностью устанавливается псевдобрекчиевидный характер этой породы. Однако некоторые участки окремнелых пород, сохранившиеся в нижних горизонтах их коры выветривания, имеют характер и подлинных брекчий.

Г. Д. Афанасьев [6] и А. Д. Кузовлев [39] считают, что брекчиевидные породы в районе Бостокского месторождения являются тектоническими брекчиями, например породы, слагающие скалу «Монах»; к тому же склоняется и А. А. Месянинов [48].

Мы не можем принять этого объяснения происхождения названных пород в рассматриваемом районе. Следы неоднократных тектонических воздействий на древнюю метаморфизованную толщу имеются здесь повсюду; но типичных тектонических брекчий, линейно вытянутых на сколько-нибудь больших участках, мы не наблюдали. Происхождение псевдобрекчиевидных пород указано выше.

Попытаемся теперь рассмотреть здесь происхождение подлинных брекчий. Останцы окремнелых пород среди пород коры выветривания в районе кавернозны, частично выветрились. Здесь имеется довольно значительное количество больших и малых пещерок. Последовательный ход процесса выветривания таких останцов приводит к постепенному расширению и углублению названных пещерок. Наконец происходит обрушение кровли и стенок, сопровождающееся цементацией обломков кремнеземом и гидроокислами железа и марганца. В результате возникают небольшие участки пятна подлинных брекчий. Такие участки брекчий оседания, естественно, образуют небольшие понижения и западины. Здесь особенно охотно застаиваются грунтовые воды и постепенно отлагают содержащиеся в них железо и марганец, отчасти и кремнезем, образуя скопления (гнезда) окисных железных и марганцовых минералов. В различной степени метаморфизованные, различно нарушенные и неравномерно окремнелые участки пород древней толщи, естественно, различно реагируют на воздействия агентов выветривания. Наиболее окремнелые участки наиболее устойчивы, но и они не однородны. Отдельные их места более охотно разрушаются поверхностными агентами; к ним вероятно и приурочены пустоты и пещеры, наблюдаемые на скале «Монах» и в других местах описываемого района.

Наиболее богатой марганцем выработкой, из пройденных за пределами скалы «Монах», является шурф 23. Этот шурф пройден по трещиноватым окремнелым породам северо-восточнее скалы «Монах», между нашими разведочными линиями 2 и 3. Выход окремнелых пород тут также окружен породами их коры выветривания. По трещинкам здесь наблюдается значительное развитие гидроокислов марганца и железа. Наиболее развитые и богатые названными гидроокислами трещинки имеют СВ простирание (около 45°) и круто падают на ЮВ под углом примерно 60°. Глубина этого шурфа вместе с канавой, из которой он был задан, равна 5 м. В 20 см выше его почвы мы взяли пробу горизонтальной бороздкой по северо-восточной стенке шурфа. Анализами этой пробы установлено, что здесь содержится 3.44% Mn при 4.47% Fe.

Два образца марганцовой руды из района рудного тела на скале «Монах»

и один образец сильно ожелезненной окремнелой породы оттуда же были нами направлены для полного качественного спектрального анализа в лабораторию спектрального анализа Института геологических наук Академии Наук СССР. Этот анализ был выполнен д-ром С. А. Боровик, который кроме железа и марганца отметил в исследованных образцах марганцевой руды слабые линии меди, никеля и ванадия; те же элементы, за исключением ванадия, были обнаружены и в ожелезненной окремнелой породе.

Из различных рудных образцов Бостокского месторождения и из образцов вмещающих пород были приготовлены три смеси. В первую смесь вошли марганцевые руды, во вторую — железные и ожелезненные окремнелые породы, в третью — вмещающие породы, главным образом различные породы коры выветривания. Эти смеси были переданы нами для измерения их радиоактивности в Биохимическую лабораторию Академии Наук СССР. Исследования были выполнены проф. В. А. Барановым и показали отсутствие заметной радиоактивности в означенных смесях.

В поле было отмечено, что современные проточные воды района отлагают бурые хлопьевидные коллоиды гидроокислов железа на тех участках, где они несколько застаиваются, как, например, в ключе Контактном, впадающем в р. Ушпу между Бостокским месторождением и той гривкой сильно оруденелых железом и слабо марганцем окремнелых пород, которую называют Ушпийским месторождением. Этот ключ вытекает из пород коры выветривания пироксенита, которые слагают здесь водораздельный участок. Вода ключа была опробована отрядом. Определение pH по Михаэлису дало цифру 7. В 1 л этой воды оказалось 0.1423 мг MnO или $0.14 \cdot 10^{-4} \%$. Цифра значительно повышенная, так как в грунтовых водах обычно очень редко содержится больше, чем $1 \cdot 10^{-7} \%$ MnO.

4. Генезис месторождения. Экзогенный характер Бостокского месторождения устанавливается отчетливо.

Нет решительно никаких объективных данных, на основе которых можно было бы предположить гидротермальный его генезис. Выдвинутая Г. Д. Афанасьевым гидротермальная концепция генезиса Бостокского месторождения является ошибочной.

Попытаемся кратко рассмотреть здесь процессы, в результате которых было создано Бостокское месторождение и которые привели к обильным проявлениям марганцевого и сопутствующего ему железного оруденения в описываемом районе.

Первоисточники марганца мы усматриваем в горных породах, слагающих район хребта Ажи. Результаты анализов этих пород на марганец сведены в таблице (стр. 79). Рассмотрение этой таблицы приводит к выводу, что содержание марганца в породах района не является повышенным и что оно отвечает средним цифрам для аналогичных пород из многих других районов мира, не несущих марганцевого оруденения. Наиболее богатыми марганцем (см. упомянутую таблицу) оказались все же следующие первичные породы района: эффузивы и туфы древней толщи, диабазы и, как следовало ожидать, пироксениты. Был проанализирован на марганец и образец (№ 156) из окрестностей с. Траевского на р. Антроп, взятый из породы, похожей на осадочный кварцит, хотя бесспорных доказательств осадочного генезиса этой породы у нас нет. Анализ дал только следы MnO. Все изложенное указывает на то, что первоисточник марганцевого оруденения района было бы неосторожно увязать с какой-либо одной разностью пород, слагающих хребет Ажи.

В процессе общего метаморфизма пород района, главным образом сказавшегося на породах наиболее древней толщи и свойственного в той или иной мере всем древнейшим толщам в верхних зонах литосферы, шло изменение минералогического состава горных пород и происходили перегруппировки содержащихся в них веществ. При этом, как известно, такой мета-

морфизм сопровождается слабой деятельностью термальных вод, способствующей этим перегруппировкам. В результате указанного метаморфизма произошли окремнелые разности пород района, нередко пигментированные рудным веществом, появлялись в них кристаллы пирита, кварцевые прожилки и т. п.

Эти же процессы могли привести и вероятно приводили к некоторой концентрации марганцеворудного вещества по зонам тектонических нарушений и вообще по трещиноватым зонам, являющимся хорошими путями для циркуляции подземных вод. Вероятно, так возникли мелкие кварцевородонитовые прожилки, встреченные нами в габбро на южном склоне хребта Ажи. Так же могут возникать и прожилки с родохрозитом.

Далее район переживал период глубинного выветривания. Выветривание сопровождалось постепенным накоплением (вблизи дневной поверхности) железа и марганца, в общем случае далеко не мигрирующих, но находящихся в постоянном движении в поверхностных зонах. Вместе с ними грунтовые воды перемещают наряду с другими веществами кремнекислоту. Этот продолжающийся и ныне процесс миграции (стр. 87) в подходящих условиях осаждения и накопления обусловил все зарегистрированные в районе проявления оруденения гидроокислами железа и марганца, в том числе и образование самого Бостокского месторождения. Необходимые для создания крупных скоплений экзогенных руд условия в районе хребта Ажи по видимому отсутствовали, так как оруденение имеет здесь явно выраженный рассеянный характер. Но, так как в этом районе сейчас имеются лишь корни коры выветривания, основная масса которой уже смыта, возможно, что в третичное время здесь где-либо были и более значительные скопления концентрированных экзогенных руд.

Преимущественное оруденение водными окислами железа и марганца различных окремнелых и кремнистых пород района, в том числе и кварцевых прожилков, совершенно закономерно. Способность кварцевых пород к осаждению гидроокислов железа и марганца из обтекающих их растворов отмечается повсеместно в совершенно разных районах мира и находится, по видимому, в связи с нарушением равновесия названных растворов в результате растворения поверхностными водами дополнительных порций кремнезема из обтекаемых ими пород, после чего и выпадают указанные гидроокислы [26, 35, 3, 32, 28].

5. Промышленная оценка Бостокского месторождения. Бостокское месторождение непромысленно и имеет только минералогический интерес. Рудное тело обладает ничтожными размерами, не допускающими даже кустарной разработки, и сложено низкосортной рудой, загрязненной фосфором. Наибольшее содержание Mn по пробам не превышает 21%, при содержании Fe 14.5%; содержание же P колеблется в пределах 0.3—0.35%.

Всесторонние исследования как руды, так и вмещающих пород показали отсутствие здесь и промышленно-цельных количеств других каких-либо элементов. Дальнейшие разведки здесь не нужны и привели бы лишь к бесполезной затрате новых сил и средств.

Однако в районе хребта Ажи, быть может, где-либо присутствуют неизвестные нам небольшие гнезда марганцевых руд, подобных бостокским. Очень мало оснований ожидать здесь где-либо наличия промышленных руд хотя бы потому, что кора выветривания в этом районе, как сказано, почти везде уничтожена эрозией и сохранилась лишь небольшими пятнами.

Месторождения, подобные Бостокскому, встречаются во многих районах земного шара и довольно часто, но весьма редко они обладают достаточными размерами для рентабельной промышленной разработки. Руды многих таких месторождений нередко значительно лучше бостокских руд.

АНТРОПОВСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Здесь Н. А. Батовым в 1931 г. по ряду речек и ключей района верховьев среднего течения р. Антропа — левого притока р. Кондомы — проведены довольно большие разведочные работы, заключающиеся в проходке шурфов и неглубоких скважин ручного бурения. Больше всего выработок было пройдено в долинах и по склонам ключей Герасимовского и Зяблинского, в аллювии которых наблюдается наибольшее количество марганцеворудных образований.

В верхней части долины ключа Герасимовского было пройдено 34 шурфа глубиной от 3 до 10 м, а в верховьях ключа Зяблинского 28 шурфов глубиной от 3 до 30 м и 6 буровых скважин глубиной до 26 м. Выработки местами вскрыли оруденелые железом и марганцем породы коры выветривания основных эффузивов и кремнистых (окремнелых?) пород. Общая площадь, на которой прослежено оруденение, достигает здесь, как сообщает Н. А. Батов, 30 000 м² при наибольшей отмеченной мощности оруденелых пород в 15,5 м. Но встреченное оруденение оказалось непромышленным, очень бедным. Н. А. Батов указывает, что среднее содержание Mn в оруденелых породах составляет 2—3% и не превышает 6—7%. Это подтверждено и произведенным нами осмотром отвалов.

Описывая характер оруденения, Н. А. Батов отметил наличие в оруденелых породах манганита; мы манганита не нашли. Приведенные Н. А. Батовым диагностические признаки [13, стр. 42] неубедительны: скорее всего за манганит ошибочно принимались некоторые кристаллы пиролюзита. Из отвала наиболее глубокого шурфа Н. А. Батова, пройденного в долине ключа Зяблинского (шурф 2), нами взята проба (обр. 152) землистой породы буроватого цвета. Анализ этой пробы дал следующие результаты: 2.49% MnO, 5.73% Fe₂O₃, 0.66% H₂O_{гигр.}, 2.50% H₂O_{крист.}

Водораздельным участком в данном районе является так называемая Бийская грива, имеющая здесь плоскую, широкую вершину и обладающая наибольшей высотой по сравнению с другими водоразделами ближайшего района. На этом водоразделе имеются повидимому весьма глубокие наносы, под которыми где-либо, может быть среди пород коры выветривания, находится промышленное марганцевое оруденение, ибо такого характера водоразделы здесь наиболее интересны, как участки с возможным наличием остаточных марганцевых руд. Тут разведки не сделано, так как ей препятствовали глубокие наносы, и это лишает возможности отрицать наличие в Антроповском р-не промышленных марганцевых руд. Антроповский р-н с другими связан лишь вьючными тропами, а потому разведки здесь, если они будут произведены, обойдутся дорого.

ЯГАНОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Название этого месторождения еще более условно. В аллювии Ягановского ключа и по другим ключам, впадающим здесь в р. Сазу (правый приток р. Антропа) и в р. Антроп, обильны оруденелые железом и марганцем породы. Есть и выходы кремнистых оруденелых пород. Породы коры выветривания присутствуют почти везде. Разведочных выработок, за исключением двух шурфов Н. А. Батова в верховье ключа Ягановского, тут не пройдено. Шурфы в ключе Ягановском вскрыли слабо оруденелые породы коры выветривания, в которых встречаются довольно крупные стяжения гидроокислов марганца и оруденелая кремнистая щебенка.

ЧЕБОЛДАГСКОЕ И ШИШКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти участки с обильным проявлением марганцевого оруденения разведывались в 1935 г. геологоразведочным отделом Управления Сталинского ме-

таллургического комбината. Расположены они в низовьях р. Селезеня, левого притока р. Мунжи, впадающей в р. Кондому слева. На Чеболдагском участке было пройдено 13 шурфов, из них 4 глубоких (глубиной от 12 до 38 м) и 9 мелких шурфов (глубиной от 2 до 10 м), кроме того 2 закопущки. На вершине левого борта долины р. Селезеня несколько выше деревни «Шипкина заимка» пройдено 2 глубоких шурфа, 7 мелких и 1 длинная канава. Выработками вскрыты оруденелые марганцем глинистые и кремнистые разности пород коры выветривания, содержащие местами крупные стяжения железных и марганцовых гидроокислов и оруденелые окремненные породы. Последние участками содержат до 14—17% Mn, при содержании Fe 5—7% и P 0.14—0.13% [46]; но размеры таких участков очень небольшие. Как и на других точках района, разведки дали отрицательный результат: промышленной руды и здесь встречено не было. Но водораздельные участки и тут опять-таки остались не разведанными. Так как здесь чрезвычайно много слабо оруденелых марганцем пород и оруденелых образований в аллювии рек, этот участок нами также выделен как возможный объект для поисково-разведочных работ тяжелого типа.

Поиски в этом районе без больших земляных работ проведены Г. П. Быковым [19] и также не увенчались успехом.

Генезис всех проявлений марганцевого оруденения, зарегистрированных в районе междуречья среднего течения рр. Бии и Кондомы, совершенно аналогичен установленному для бостокской точки. Все это оруденение экзогенное.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУДЫ

Эта работа была проделана под руководством проф. А. Г. Бетехтина, вместе с которым были тщательно просмотрены все рудные штуфы, имевшиеся в коллекции отряда, и выделен материал для изготовления полированных шлифов. Кроме того д-р Бетехтин лично просмотрел некоторые прозрачные шлифы и все полированные шлифы.

Так, были изучены не только бостокские руды, но и сборы отряда с осматриваемых им марганцовых месторождений междуречья, среднего течения рр. Бии и Кондомы, т. е. с Антроповских, Ягановского, Чеболдагского и Шипкинского месторождений, а также и оруденелые марганцем породы из аллювия рек и ключей этого района. Весь этот материал оказался совершенно однородным. Поэтому здесь приводятся лишь суммированные результаты всей проделанной работы.

Из рудных минералов в коллекции были обнаружены только псиломелан (и вад),¹ пиролюзит (полианит)² и минералы группы бурого железняка.³ Редко встречаются сохранившиеся кристаллы пирита.

Нерудные минералы представлены кварцем (частично халцедоном и опалом) или минералами пород коры выветривания. Везде встречается небольшая примесь глинистых частиц, хлорита, серпичита, кальцита и соссюрита. Кроме того в оруденелых окремненных породах отмечается очень незначительная примесь апатита и лейкоксена.⁴ Эндогенных минералов не констатируется.

П с и л о м е л а н ($m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Не действует на поляризованный свет. Дает черный порошок.

¹ Вад — рыхлая землистая разность псиломелана.

² Полианит — хорошо образованные кристаллы пиролюзита.

³ Под этим названием условно объединяем водные окислы железа, диагностика отдельных разновидностей которых трудна и разработана слабо.

⁴ В неоруденелых разностях этих пород также имеется примесь апатита и др., как указывалось ранее.

Твердость от 4 до 5, обычно хорошо чертится стальной иглой; но и в шлифах из Ягановского и Чеболдагского месторождений встречались и очень твердые разности, не поддающиеся стальной игле.

В полированных шлифах видно, что псиломелан почти везде полностью или частично дегидратизирован и перешел в пиролюзит. Обычно присутствует псиломелан многих генераций. Он выполняет трещины и трещинки во вмещающих породах, иногда образуя ветвящую сеть толстых и тонких жилок, пропитывает вмещающие породы и выполняет в них пустоты. Местами видно, что пропитывание идет от стенок трещин, выполненных псиломеланом.

В аллювиальных отложениях псиломелан цементирует обломки кварцевых пород и вместе с бурым железняком обволакивает скопления мелких зерен кварца.

Весьма отчетливо видно замещение кварца псиломеланом.

В ряде полированных шлифов, приготовленных из сплошных масс псиломелана, удавалось наблюдать остатки небольших участков кварца с неровными, изъеденными краями, а также опала, иногда пигментированного хлопьями гидроокислов железа.

Кое-где псиломелан очень тонко перемежается с бурым железняком и образует с ним в пустотах типичные крустификационные текстуры; кроме того он образует и корки на участках, сложенных бурым железняком. Несомненно, что псиломелан во многих случаях отложен раньше, в других, наоборот, позднее минералов группы бурого железняка (табл. IV, фиг. 2; табл. V, фиг. 1 и 2, табл. VI, фиг. 1).

Пиролюзит (MnO_2). Хорошо поляризует. Порошок черный. Обычно мягче псиломелана; но там, где последний очень тверд, и пиролюзит стальной иглой не чертится. На многих кристаллах заметна спайность. В шлифах видно, что пиролюзит в подавляющем большинстве случаев является раскристаллизовавшимся псиломеланом; он образует агрегаты мелких зерен и является минералом, возникшим в результате дегидратации геля гидроокислов марганца.

Однако возможно, что местами пиролюзит образует и самостоятельные прожилки, по краям которых нередко располагается бурый железняк, пигментирующий вмещающую породу. Встречаются пустотки, заполненные псиломеланом, среди которого располагаются радиальнолучистые агрегаты крупных и хорошо образованных кристаллов пиролюзита. Это позволяет думать, что названные кристаллы росли в незаполненных нацело пустотах, которые позднее были окончательно заполнены псиломеланом.

Минералы группы бурого железняка. Присутствующие в коллекции водные окислы железа точно не определены. Несомненно, здесь присутствует несколько разновидностей. Некоторые из них поляризуют, тогда как другие поляризуют слабо. Цвет порошка у одних бурый, у других оранжевый, у третьих красноватый. Все минералы этой группы легко чертятся стальной иглой, но иногда встречаются и более твердые разности. При скрещенных николях участки кварца, пигментированные бурым железняком, буреют, так как при этом появляется косой свет. Изотропные разности в отраженном свете наиболее темные.

Все они образуют главным образом колломорфные текстуры, часто находясь в самой тесной смеси с псиломеланом и пиролюзитом. Поэтому вполне возможно предположить, что исходным минералом группы здесь почти везде был многоводный окисел, тогда как остальные минералы этой группы образовались в результате постепенной его дегидратации.

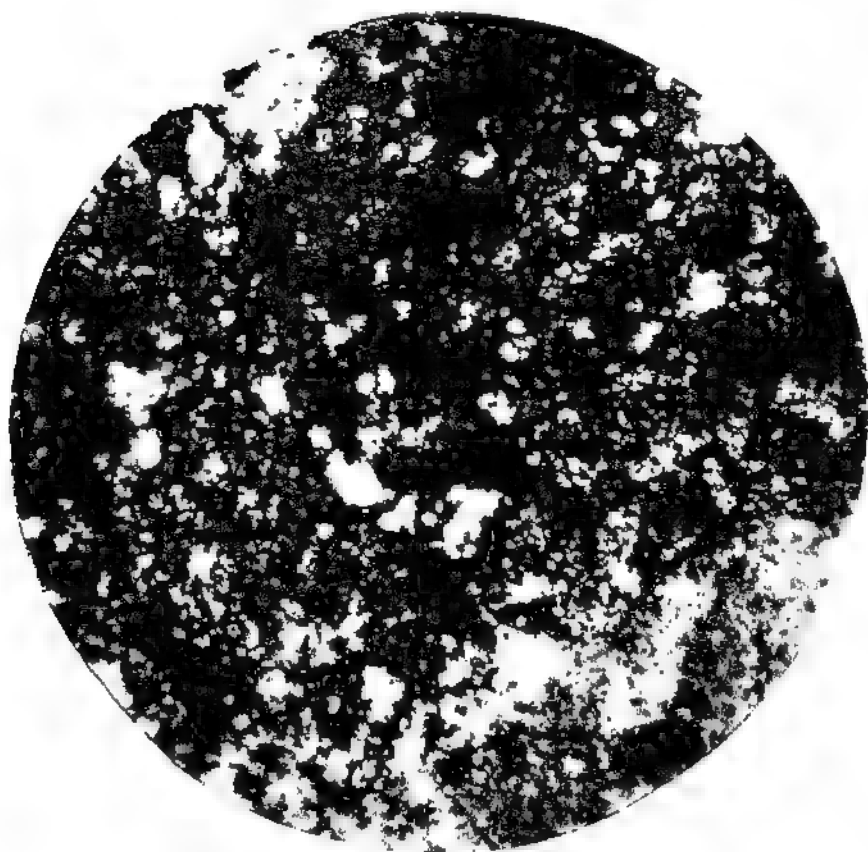
Минералы группы бурого железняка распространяются по трещинам во вмещающих породах, иногда по извилистой сети тончайших трещин; кроме этого они замещают (пропитывают) вмещающие породы. Эти минералы концентрируются и в пустотках, обладая здесь землистой текстурой.

Таблица V



Фиг. 1. Жилки и прожилки псиломелана, перешедшего в пиролюзит (светлое), в окремненной породе (более темное). Слева видно замещение кварца псиломеланом. Полированный шлиф 144а. Галька из русла ключа Серегеевского, притока ключа Сегелека, впадающего в р. Антроп вблизи с. Траевского. $\times 40$. Николи ||.

Таблица V



Фиг. 2. Пропитывание окремнелой породы марганцоворудным веществом (черное). Прозрачный шлиф 46. Бостокское месторождение. Выход рудного тела. $\times 80$.
Николи ||.

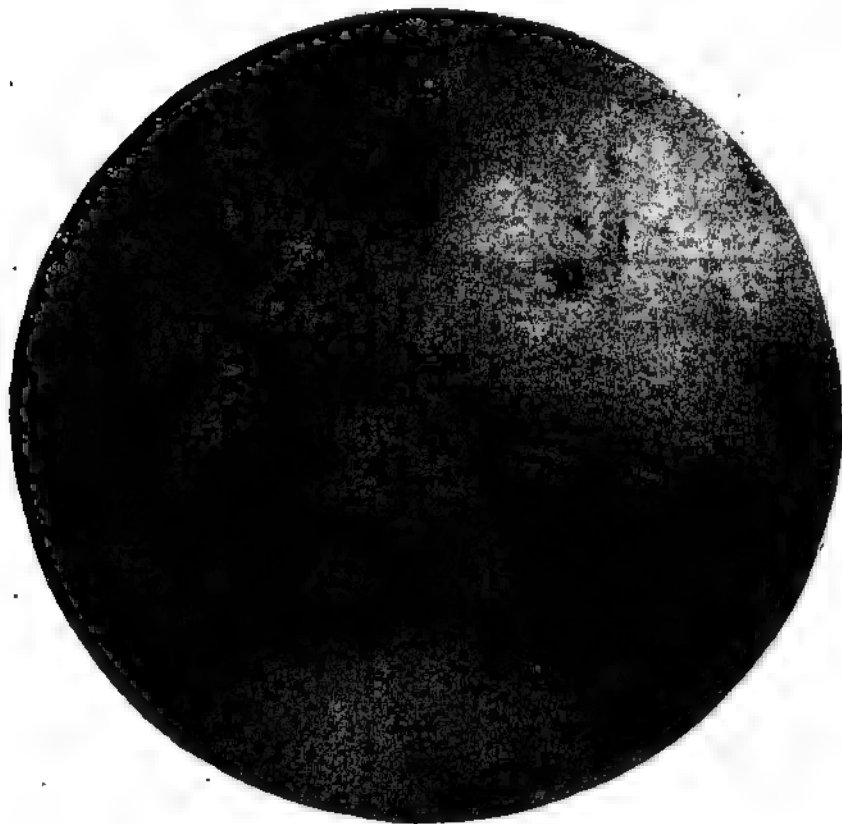
Таблица VI



Фиг. 1. Пустотки, выполненные колломорфным псиломеланом, пиролюзитом и гидроокислами железа. Крустификационная текстура. Ps — псиломелан; Pг — пиролюзит; Lm — гидроокислы железа. Полированный шлиф 437. Бостокское месторождение. $\times 40$. Никколи ||.

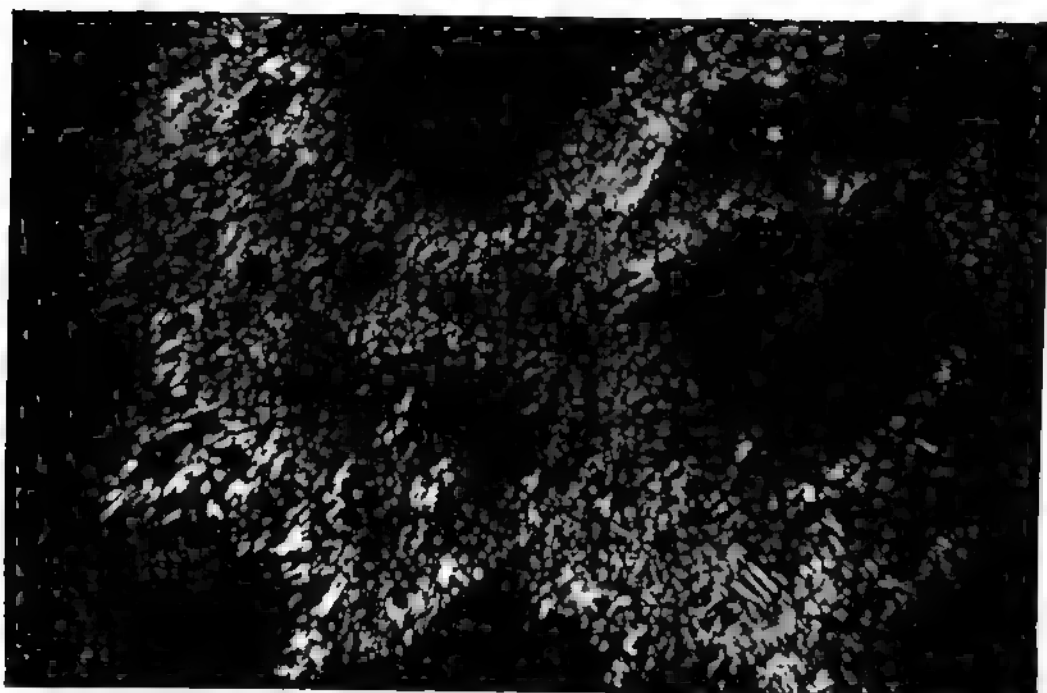


Фиг. 1. Жилки гидроокислов железа в кремневой породе. Полированный шлиф 392а. Бостокское месторождение. Шурф 23. $\times 40$. Николи \parallel .

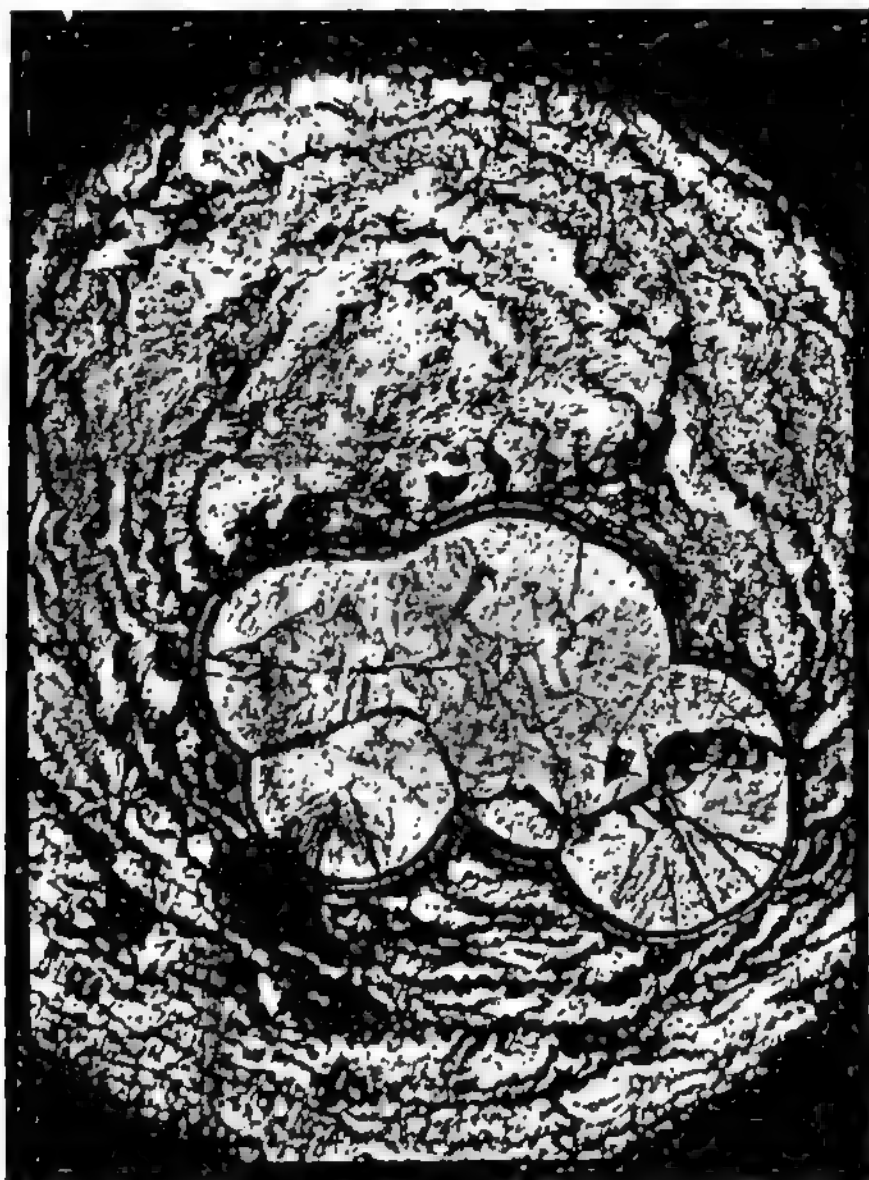


Фиг. 2. Вокруг жилок гидроокислов железа видна пигментация кремневой породы теми же гидроокислами. Полированный шлиф № 292а. Бостокское месторождение. Шурф 23. $\times 40$. Николи \angle .

Таблица VIII



Фиг. 1. Губчатая текстура руды. Светлое — кристаллы пироксена, темное — пустоты. Полированный шлиф 439. — Бостокское месторождение. Пещера. $\times 40$. Николи ||.



Фиг. 2. Коллоидные образования гидроокислов железа среди пироксена. Полированный шлиф 43. Вершина хребта Ажи, в 2.5 км к западу от Бостокского месторождения, у триангуляционного пункта. $\times 40$. Николи ||.

В породах коры выветривания весьма типичны хлопья гидроокислов железа.

Совместно с псиломеном и без него бурый железняк цементирует и аллювиальные отложения, местами замещая кварц в породах аллювия.

Нередко бурый железняк находится среди пиролюзита (табл. VI, фиг. 2). В других местах, наоборот, он образует пленки на участках, сложенных пиролюзитом.

Во многих шлифах совершенно отчетливо видно (табл. VII, фиг. 1 и 2), что пигментация вмещающей породы бурым железняком начинается от выполненных им трещинок и постепенно распространяется в глубину. Микроскопически такие пигментированные породы имеют брекчиевидный облик.

Очень тонкая, неравномерная пигментация окремнелых пород бурым железняком придает им в отдельных неправильных участках темный цвет.

П и р и т. Образует отдельные, хорошо ограненные кристаллы, иногда отороченные халцедоном и хлоритом. Вкрапленность пирита редкая. Обычно он превращен в бурый железняк: вероятно, здесь развивается гетит.

К в а р ц. Наиболее распространенный перудный минерал. Кварц замещается рудными минералами; но часто в шлифах и в штуфах видны и новообразования кремнезема, сингенетичные оруденению. В некоторых шлифах удается наблюдать кварцевые прожилки, пересекающие рудные прожилки. Встречаются также халцедон и опал, не полностью раскристаллизовавшиеся в кварц. Нередко можно видеть в окремнелых породах трещинки, выполненные кварцем и рудными минералами, или трещинки, лишь отчасти по краям заполненные кварцем.

Отмечаются и новообразования кварца в пустотках, по краям которых иногда присутствуют натеки бурого железняка. Встречаются также и свободные, еще открытые трещинки в окремнелых породах.

Г л и н и с т ы е ч а с т и ц ы. Очень тонкие, рассеяны в оруденелых, окремнелых породах.

Х л о р и т. Этого минерала в оруденелых породах, особенно в кварцевых, немного. В сланцеватых разностях коры выветривания мелкие чешуйки хлорита обычно ориентированы соответственно сланцеватости породы. В окремнелых породах они беспорядочно разбросаны и очень редко концентрируются в тонкие, различно направленные прожилки.

С е р и ц и т. Мельчайшие чешуйки серицита беспорядочно разбросаны во вмещающих оруденение породах. Серицита здесь еще меньше, чем хлорита. В сланцеватых породах коры выветривания серицит, так же как и хлорит, иногда располагается параллельно сланцеватости породы.

К а л ь ц и т и с о с с ю р и т. Встречаются в незначительных количествах. Развиваются за счет остатков полевых шпатов, которые местами сохранились в окремнелых породах.

А п а т и т. В оруденелых окварцованных породах изредка встречаются отдельные мелкие зерна апатита.

Л е й к о к с е н. В тех же породах, где встречается апатит, наблюдаются изредка и небольшие скопления очень мелких зерен лейкоксена.

В шлифах видно, что оруденение не связано с образованием во вмещающих породах апатита, лейкоксена, серицита и хлорита. Эти минералы вероятно возникли здесь в результате общего метаморфизма вмещающих оруденение пород. Возможно, что апатит и лейкоксен являются остаточными минералами основных эффузивов и туфов древней толщи, окремнелых под влиянием метаморфизма. Часть серицита и хлорита могла образоваться здесь в нижних горизонтах пород коры выветривания и в результате экзогенных процессов.

Текстуры руды разнообразны. Чаще всего встречаются текстуры выполнения трещин, а также колломорфная, губчатая (табл. VIII, фиг. 1 и 2), землястая сталактитовая, конкреционная и крустификационная, т. е. текстуры, свойственные рудам, отложенным из коллоидных растворов.

Тип оруденения отчетливо экзогенный. Никаких даже слабых признаков эндогенного характера оруденения при минералографическом изучении руд нам также обнаружить здесь не удалось.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расположенный в Западной Сибири мощный металлургический комбинат имени И. В. Сталина потребляет привозные марганцовые руды, которые сюда завозят с Кавказа и Украины.¹

На территории Западной Сибири зарегистрирован ряд признаков возможного наличия промышленных марганцовых руд; но имеется пока только одно железо-марганцовое месторождение, которое разрабатывается (Мазульское). Поэтому уже много лет здесь различными геологическими учреждениями Союза ведутся поиски марганца. Однако указанные работы пока не увенчались успехом. Объясняется это как трудностью поставленной задачи (зависящей от природных условий), так и тем, что названные работы были неудовлетворительно организованы. Это привело к тому, что некоторые явно непромышленные точки выставлялись здесь как объекты для промышленных разведок и породили концепцию гидротермального генезиса.

Изучение литературы и фондовых материалов по марганцовому оруденению края и по геологическому строению районов, к которым оно приурочено, вместе со сделанными нами наблюдениями в поле позволяет пока что выдвинуть следующую общую схему генезиса марганцового оруденения в Западной Сибири, в общих чертах намеченную еще в 1934 г. (или даже раньше) А. А. Васильевым.

1. Первоисточником марганца служат все горные породы, слагающие территорию края; но главным поставщиком этого металла повидимому являются древние, основные по составу изверженные и эффузивно-туфогенные породы.

2. В результате общего метаморфизма пород древнейших толщ района происходит первичная концентрация марганца и некоторых других элементов по различным ослабленным и нарушенным зонам.

3. В процессе глубинного выветривания, которому район подвергся в верхнемезозойское или нижнетретичное время, здесь произошло накопление марганца вблизи поверхности.

4. Далее марганец мигрировал: его передвигали в поверхностной зоне соответственно минерализованные воды или воды с определенной бактериальной средой, и в подходящих для этого условиях шло накопление экзогенных руд, местами достигающее промышленных или близких к ним концентраций.

В Западной Сибири известны следующие типы месторождений экзогенных руд марганца:

а) Довольно мощные скопления окисных железных и марганцовых минералов гнездовой и линзовидной форм, загрязненные фосфором, образующиеся в породах коры выветривания на месте и вблизи первичных концентраций марганца, вызванных общим метаморфизмом пород древнейшей толщи района. Между первичными и окисными рудами здесь (в подходящих условиях) могут присутствовать своеобразные зоны цементации, представленные карбонатами марганца и железа. Таким нам представляется Мазульское месторождение.

¹ В последние годы Комбинат перешел на местную руду из Мазульского месторождения. *Примеч. редактора.*

б) Концентрации марганца в породах коры выветривания, а именно там, где последние выполняют западины древнего рельефа и где застаиваются грунтовые воды. Мы имеем в виду Антроповские месторождения.

в) Концентрации марганцовых и железных гидроокислов по трещинам и пустотам в первоначально кремнистых и окремнелых породах, что сопровождается замещением кварца названными гидроокислами. Такого типа руды возникают там, где вблизи присутствуют породы коры выветривания. Примеры: Востокское и Никулинские месторождения.

г) Оруденелые марганцем различные наносы и аллювий современных водостоков. Такие месторождения, имеющие пока лишь научный интерес, отмечаются вблизи участков, сложенных породами коры выветривания, или там, где есть оруденелые марганцем коренные породы.

д) Озерно-болотные отложения марганцовых руд. Пример: Н. Фирсовское месторождение и др.

Накопеч, на территории края кое-где известны омарганцованные зоны окисления месторождений других руд, например Дурновское месторождение в Салаире, и скарновые зоны с марганецсодержащими минералами, к которым приурочены контактово-метасоматические месторождения железных руд.

Несмотря на то, что марганец является весьма распространенным элементом, промышленные месторождения марганцовых руд встречаются редко. СССР, обладая единственными в своем роде месторождениями марганца осадочного типа — Чиатурским и Никопольским, является крупнейшим экспортером марганцовых руд. Пока наша металлургическая промышленность размещалась в основном на юге Европейской части России, а производительность уральских металлургических заводов была сравнительно не велика, вопрос с марганцем стоял у нас не остро.

Ныне, в связи с возникновением на Урале Магнитогорского металлургического комбината, а в Западной Сибири Кузнецкого, положение резко изменилось. Ни на Урале, ни в Сибири достаточного количества марганца пока не найдено, а потому железные дороги Союза обременяются перевозками больших количеств марганцовых руд, транспортные расходы на которые достигают значительных размеров.¹ Необходимость изыскать достаточное количество марганца на территории Урала, Сибири, Казахстана и Средней Азии очевидна, и дело, разумеется, не только в транспортных расходах.

Все, что мы пока знаем об этих областях, позволяет считать благоприятное решение поставленной задачи невозможным; но окончательное решение ее придет лишь после проведения соответствующих геологоразведочных работ в поле, к которым в необходимом масштабе мы еще не приступили.

Для того, чтобы эти работы провести наиболее эффективно, необходимо теперь же сделать полную геолого-экономическую сводку всего того, что мы уже знаем о марганцевом оруденении этих областей, и обоснованно наметить районы для поисков руд.

Большую помощь здесь окажет сводка иностранной геологической литературы о марганце, ибо за границей известны и эксплуатируются крупные месторождения марганцовых руд иных генетических типов, чем Никопольское и Чиатурское. На наличие их в указанных наших территориях скорее всего и можно рассчитывать.

Кроме геологоразведочных работ здесь, разумеется, необходимы и исследования, направленные на обогащение бедных руд, с тем чтобы расширить сферу их промышленного использования.

Отыскать в Западной Сибири необходимое количество промышленных марганцовых руд — задача нелегкая. Нужно всестороннее геологическое исследование еще мало изученной территории этого края, при котором надлежит выяснить следующие обстоятельства: установить местоположе-

¹ Объем перевозок марганцовых руд можно было бы сократить, заменив часть марганцовых руд ферромарганцем; но это пока не сделано.

ние участков, где сохранились продукты глубинного выветривания (породы коры выветривания); окончательно выяснить стратиграфическую схему и первоначальный литологический состав древнейших толщ района; установить местоположение основных по составу изверженных пород и, если они имеются, то и повышенно обогащенных марганцем; изучить тектонику района; установить местоположение метаморфизованных древних и более юных толщ края; определить характер и условия метаморфизма, который приводит к начальной концентрации марганца по различным ослабленным и нарушенным зонам; выяснить геоморфологию и постмезозойскую историю края; наконец, изучить общие условия миграции и концентрации марганца в поверхностной зоне земной коры.

В двух-трех наиболее обещающих районах Западной Сибири необходимо произвести поисково-разведочные работы тяжелого типа. Если Западно-Сибирское геологическое управление не может предложить сейчас более перспективных участков, то в качестве районов для этих работ можно наметить район хребта Арга и те участки, которые нами указаны в Горной Шории.

Надо сказать два слова и о методике этих работ. Прежде всего необходима хорошая геологическая съемка всего окрестного района в масштабе 1 : 100 000 и детальная геологическая съемка намеченного для поисково-разведочных работ участка в масштабе 1 : 25 000. Для таких съемок в условиях Западной Сибири требуются довольно крупные горные работы, т. е. достаточно густая сеть скважин ручного бурения, шурфы, канавы. Далее, необходимы геофизические работы, направленные на поиски руд,¹ и проверка выделенных в процессе съемки и геофизической разведки участков возможной промышленной рудоносности горными выработками. Такие работы будут стоить не менее 2—3 млн. рублей.

В Западной Сибири возможны комплексные экзогенные руды марганца, железа, кобальта, никеля и некоторых редких рассеянных металлов. Поблизости от них могут присутствовать как самостоятельные экзогенные месторождения названных элементов, так и алюминиевые руды. Поэтому геологические и геохимические работы здесь следует вести для всего только что названного комплекса элементов совместно.

При решении вопроса об отпуске значительных кредитов на поиски марганца в Западной Сибири необходимо учесть, что Северо-западный и Западный Казахстан в отношении марганца не изучены, и это, несмотря на то, что данные районы геологически наиболее перспективны по сравнению с другими районами всей восточной части СССР, включая и Урал.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Адамчук В. А. Марганцевая промышленность СССР. Сб. «Горная промышленность СССР», т. II, вып. 1, Гос. гор. изд., 1932.
2. Александров А. И. Некоторые данные о полезных ископаемых Ойротии. Вестн. ЗСГРТ, № 1—2, 1936.
3. Аносов Ф. Я. и Гинзбург И. И. Очерки по геохимии марганца. Изв. АН. Сер. геохим., вып. IX, М.—Л. 1938.
4. Афанасьев Г. Д. Карта Бостокского марганцевого месторождения. Архив СОПС АН СССР, 1933.
5. Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в бассейне рек Бии, Антропа и Иши Западно-Сибирского края. СОПС и Петрин АН СССР, Сиб. сер., вып. 15. Мат. по петрограф. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I, изд. АН СССР, Л. 1934.
6. Афанасьев Г. Д. Бостокское марганцевое месторождение. СОПС и Петрин

¹ Геофизические методы поисков марганцевых руд пока разработаны слабо. Для Западной Сибири дело осложняется еще и тем, что здесь почти везде присутствуют мощные наносы. Совершенно необходимо, как можно скорее, выработать эффективную методику геофизической разведки на марганец, пригодную для условий Западной Сибири.

- АН СССР, Сиб. сер., вып. 19. Мат. по петрограф. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III, изд. АН СССР, М.—Л., 1935.
7. Афанасьев Г. Д. Предварительный отчет по летним работам 1936 г. по марганцу. 1936. (Рукопись, архив СОПС АН СССР.)
 8. Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в связи с марганцовым оруденением в Ойротии и Горной Шории в 1934 г. СОПС и Петрия АН СССР, Сиб. сер., вып. 24. Мат. по петрограф. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. IV, изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
 9. Афанасьев Г. Д. Марганец в Ойротии. Разведка недр, № 11, 1937.
 10. Афанасьев Г. Д. Зона марганцовых месторождений Ойротии. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
 11. Афанасьев Г. Д. Генезис каолинов коры выветривания предгорий СЗ Алтая и Кузнецкого Алатау. Тр. Петрограф. инст. АН СССР, вып. 13, 1938.
 12. Афанасьев Г. Д. Замечания по результатам работ Востокского марганцового отряда 1937—1938 г. 1938. (Рукопись, архив СОПС АН СССР.)
 13. Батов Н. А. Геологическое описание Горной Шории, Южно-Антроповский планшет ($52^{\circ}30'—52^{\circ}45'$ с. ш. от Гринвича, $87^{\circ}00'—87^{\circ}30'$ в. д.). Отчет о геол.-разв. работах, Томск, 1933. (Мат. из фонда ЗСГРТ.)
 14. Бетехтин А. Г. Южно-Уральские марганцовые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината им. Сталина. ЦНИГРИ, 1936. (Рукопись, Всес. геол. фонд.)
 15. Бетехтин А. Г. О новых минеральных видах группы гидроокислов марганца. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. XVI, № 4, 1937.
 16. Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, Геолог. сер., 1937.
 17. Борисевич И. В. К минералогии карбонатных марганцовых руд Мазульского месторождения. 1939. (Работа печатается в Тр. Петрограф. сектора ИГЕН АН СССР.)
 18. Булытников А. Я. Мазульское марганцовое кобальтсодержащее месторождение. Вестн. ЗСГРТ, № 4, 1937.
 19. Быков Г. П. Отчет о работах Кондомской поисково-разведочной партии на марганцовые руды в ЮЗ части Горной Шории в 1935 г. Томск, 1935. (Рукопись, фонд ЗСГРТ.)
 20. Васильев А. А. Геологическое строение хребта Арга в пределах излучины р. Чулыма. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VIII, вып. 1, Томск, 1928.
 21. Васильев А. А. Мазульское железо-марганцовое месторождение. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. XI, вып. 3, Томск, 1929.
 22. Васильев А. А. Новые данные о Мазульском железо-марганцовом месторождении. Вестн. ЗСГРТ, № 1, 1935.
 23. Васильев А. А. На поиски марганцовой руды в Сибири. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1935.
 24. Вологдин А. Г. К стратиграфии кембрия Горной Шории. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., Новая сер., т. XIV, отдел геол., т. XIV (6), М.—Л., 1936.
 25. Геология рудных месторождений западных штатов США. Сб. ОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1937.
 26. Гинзбург И. И. Никель-кобальтовый вад в третичных отложениях Донбасса. Изв. АН СССР, Геолог. сер. № 1, 1936.
 27. Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. АН СССР, Геолог. сер., № 1, М.—Л., 1938.
 28. Гинзбург И. И. Образование марганцовых песчаников в северных широтах СССР. Сб. статей, посвящ. акад. В. И. Вернадскому, изд. АН СССР, 1936.
 29. Гинзбург И. И. Радиоактивность марганцовых руд как геохимический индикатор. Изв. АН СССР, Геолог. сер. № 2, 1937.
 30. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. Сб. статей ОНТИ СССР. Новосибирск, 1934.
 31. Кротов Б. П. О Халиловском железорудном месторождении. Тр. Ломонос. инст. АН СССР, Геохим. сер., вып. XX, М.—Л., 1938.
 32. Кротов Б. П. Об образовании жеод среди гидрогетитовых руд Алапаевско-Синарского района на Урале. Тр. Ломонос. инст. АН СССР, Минералог. сер., вып. 7, М.—Л., 1936.
 33. Кротов Б. П. Месторождения железных руд Алапаевского типа в Челябинской области. Тр. Уральск. фил. АН СССР, вып. IV, 1935.
 34. Кротов Б. П. Месторождения выветривания. Изв. ГГРУ, т. I, вып. 12, 1931.
 35. Кротов Б. П. и др. Железорудные месторождения Алапаевского типа. Т. I и II, изд. АН СССР, М.—Л., 1936.
 36. Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, в. 2, Томск, 1928.

37. Кузьмин А. М. Геологический обзор Горной Шории района Сталинского завода. Сб. «Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлург. комб. имени И. В. Сталина», Изд. ЗСГРТ и Кузнецкого мет. комб. Томск, 1933.
38. Кузьмин А. М., Свиридов А. И., Туниин Я. П. К вопросу о генезисе Мазульского месторождения марганца. Кузнецкстрой, № 3—4, Сталинск, 1936.
39. Кузовлев А. Д. Отчет по Бостокскому марганцевому месторождению 1936 г. Мат. из архива СОПС АН СССР, 1937.
40. Лабазин Г. С. Месторождение боксита в Салаирском районе. Вестн. ЗСГРТ, вып. 6, Томск, 1932.
41. Лебедев П. И., Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Айдиньян Н. Х. Петрографо-геохимические исследования руд и пород Мазульского месторождения марганца. 1937. (Рукопись, фонд Инст. геол. наук АН СССР.)
42. Лебедев П. И. К геохимии марганца в Западной Сибири. Докл. АН СССР, т. II, № 7, 1934.
43. Лейкин З. С. Генезис марганцевых месторождений восточных предгорий Кархты на Ю. Урале. 1934. (Рукопись, архив СОПС АН СССР.)
44. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. II и III, ОНТИ СССР. 1934 и 1935.
45. Литература по марганцевому оруденению Западно-Сибирского края и по геологическому строению вмещающих названное оруденение районов, по каталогу изданий ЗСГРТ. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1937.
46. Мануйлов И. А. Спасская геологоразведочная партия на марганец (отч. по работе 1935 г.), 1935. (Рукопись, архив СОПС АН СССР.)
47. Материалы по марганцевому оруденению Зап.-Сиб. края по каталогу фондовых материалов ЗСГРТ. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1935.
48. Месяников А. А. Марганцовоносные образования в некоторых точках Северной Ойротии (отч. по работам Бийской геол.-поиск. партии за 1934 г.). Томск, 1935. (Рукопись, фонд ЗСГРТ.)
49. Месяников А. А. Некоторые марганцевые месторождения Северной Ойротии и Горной Шории. Вестн. ЗСГРТ, вып. 1, Томск, 1935.
50. Международный XVII геологический конгресс. Сибирская экскурсия, Зап. Сибирь, ОНТИ НКТП СССР, 1937.
51. Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлургического комбината им. Сталина. Сб. статей, изд. ЗСГРТ и Кузнецкого мет. комб., Томск, 1933.
52. Михалев Д. Н., Морковкина В. Ф., Митянок З. М. и Еленевский Н. Н. Отчет о работах Марганцевого отряда Ойротской комплексной экспедиции СОПС АН СССР 1937 г., с дополнениями к нему и экспертными заключениями по этому отчету: В. А. Обручева, А. Н. Заварицкого, М. А. Усова, А. Г. Бетехтина и В. М. Крейтера. (Рукопись, Всес. геол. фонд и архив СОПС АН СССР.)
53. Михалев Д. Н. Разъяснения по поводу некоторых замечаний Г. Д. Афанасьева на отчет Марганцевого отряда Ойротской экспедиции 1937 г. 1938. (Рукопись Всес. геол. фонд и архив СОПС АН СССР.)
54. Молдаванцев Е. П. К вопросу о генезисе Мазульского марганцевого месторождения (Зап. Сибирь). Советск. геол., № 7, 1938.
55. Нагорский М. П. и Шумилова Е. В. К вопросу литологии и генезиса салаирских бокситов. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 12, изд. ЗСГРТ, Томск, 1934.
56. Нехорошев В. П. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Изд. ГГРУ, М.—Л., 1931.
57. Ниншич И. И. Обеспечение Кузнецкого металлургического комбината рудным сырьем. Разведка недр, № 1, 1938.
58. Обручев В. А. Ойротская экспедиция АН СССР. Вестн. АН СССР, № 11—12, 1936.
59. Обручев В. А. Рудные месторождения. Горгеонефтеиздат, 1934.
60. Протокол заседания комиссии по результатам работ Марганцевого отряда Ойротской экспедиции СОПС на Бостокском месторождении марганца (Зап. Сиб.) от 25/III 1938 г. (Хранится в делах СОПС АН СССР.)
61. Радугин Н. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 37, изд. ЗСГРТ, Томск, 1936.
62. Роде Е. Я. и Роде Т. В. Физико-химическое изучение марганцевых минералов и руд. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
63. Сб. «Полезные ископаемые Западно-Сибирского края». Т. 1, Металлы. ОГИЗ, Новосибирск, 1934.
64. Свиридов А. И. К вопросу о генезисе марганцевых месторождений Горной Шории. Сталинск, 1936. (Рукопись, архив СОПС АН СССР.)
65. Седлецкий И. Д. Генезис минералов почвенных коллоидов в связи с типами выветривания и почвообразования. Природа, № 1, 1938.
66. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.

67. С п е р а н с к и й Б. Ф. Минерально-сырьевые возможности Ойротского Алтая в свете современных представлений о геологии области. Вестн. ЗСГРТ, № 1—2, 1936.
68. С т а н к е в и ч В. И. Марганцовые месторождения Урала и перспективы их использования. Изд. по черным и цветным металлам, Свердловск, 1933.
69. Стенограмма совещания по марганцу в Западной Сибири от 23/V 1937 г. в СОПС АН СССР. (Хранится в делах СОПС АН СССР.)
70. Т р е н г о в С. А. Гидротермальное окисление марганцовых минералов. Серия «Перев. по геол. и полезн. ископ.», изд. Центр. геол. библ. Л., 1937.
71. Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
72. У с о в М. А. Какие полезные ископаемые нужны для черной металлургии Зап.-Сиб. края. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1935.
73. Хромистые железняки и марганцовые руды. Минер. ресурсы СССР, вып. II, ОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1936.
74. Ч у р а к о в А. Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, № 1, 1931.
75. Ч у р а к о в А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геол. Сибири, Изд. АН СССР, Л., 1932.
76. Э м м о н с В. Вторичное обогащение рудных месторождений, ОНТИ, 1935.

А. Н. ЧУРАКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЙГУЛАК- СКОГО И ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ КУРАЙСКОГО ХРЕБТОВ¹

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о наличии докембрия среди древних свит Горного Алтая поставлен уже давно, но различные исследователи с разных сторон подходили к этому вопросу [29, 33, 34]. При этом надо указать, что в решении этой задачи существенное значение имело развитие наших представлений о геологическом строении Кузнецкого Алатау, ибо уже И. П. Толмачев в 1909 г. высказал уверенность в том, что Кузнецкий Алатау геологически является продолжением Горного Алтая [43].

Однако, если в Кузнецком Алатау нам уже удалось окончательно доказать протерозойский возраст его древних свит, то в Горном Алтае, наоборот, мы еще не решили этот вопрос с достаточной ясностью во всех его частях.

Так, В. П. Нехорошев в своих работах уже давно склонялся к тому, чтобы относить часть метаморфических свит Горного Алтая к докембрию; при этом он все же полагал, что докембрий не отделен от кембрия перерывом [25, 26, 29, 30].

Иначе подходит к этому вопросу К. В. Радугин. На основании своих наблюдений, произведенных в окрестностях курорта Чемал, т. е. в северной части Горного Алтая, он выделил две слабо метаморфизованные свиты, из которых нижняя представлена известняками, а верхняя — туфами, туфобрекчиями и порфиритами. Их протерозойский возраст доказывается тем, что на них несогласно лежат кембрийские известняки с археоциатами [7, стр. 58]. Эти свиты он сопоставляет с двумя протерозойскими свитами северной части Кузнецкого Алатау [35, стр. 187].

Затем М. А. Усов, опираясь на наблюдения А. С. Егорова и С. Ф. Дубинкина, считает протерозоем кристаллические сланцы Теректинского хребта на западе Алтая, а также свиту темных мраморов (с минрокварцитами), эффузивов и амфиболитов, которая слагает восточный склон Северных Чуйских Альп. При этом он разделяет свиты этих хребтов на две толщи, из которых верхняя, слабо метаморфизованная, является по его мнению альгонком, а более метаморфизованная — древним протерозоем или может быть археозоем [44, стр. 47, 49].

Для юго-востока Горного Алтая Н. Н. Горностаев также выделяет верхний и средний (?) протерозой, опираясь при этом на различие в степени метаморфизма протерозойских и кембрийских свит, а также на дизъюнктивную тектонику между ними, образовавшуюся уже после формирования складчатости в кембрийской свите [7, стр. 58]. Однако сопоставление взглядов М. А. Усова и Н. Н. Горностаева показывает, что между ними существует глубокое различие, так как свита, отнесенная М. А. Усовым к верхнему протерозою, является по Н. Н. Горностаеву кембрийской.

¹ С приложением статьи Ю. А. Петроковича «Описание горных пород».

В. А. Обручев, признавая наличие протерозоя в этой горной стране, уточняет вопрос об археозое и указывает, что в настоящее время уже трудно говорить с уверенностью об археозое в Горном Алтае, после того как в Кузнецком Алатау доказано отсутствие археозойских гнейсов [35, стр. 67].

Наконец, в самое последнее время В. П. Нехорошев отказался от своих первоначальных взглядов и считает, что у нас нет твердых оснований выделять докембрий в Горном Алтае [27; 28, стр. 151].

В виду наличия таких противоречий СОПС Академии Наук СССР по предложению акад. В. А. Обручева приступил к разрешению этого основного вопроса стратиграфии, и мне было предложено наметить пути к установлению докембрийского возраста древних отложений и к возможному их расчленению в юго-восточной части Горного Алтая.

Для решения поставленной задачи я наметил исследование того участка на юго-востоке Алтая, где сходятся Айгулакский и Курайский хребты (рис. 1). Здесь в этих обоих хребтах, как показали исследования В. А. Кузнецова и А. С. Мухина [14], а также других геологов, исправленные и обобщенные Ю. А. Кузнецовым [15], мы видим мощную толщу известняков с силицилитами, которая известна под названием баротальской формации. Эта свита и приковала к себе мое внимание. Интерес к этому месту увеличивался еще тем обстоятельством, что к северу от Айгулакского хребта Н. Л. Бубличенко нашел на склоне долины р. Кадрин археоциаты в известняках этой формации [6].

Я предполагал, что баротальская формация должна оказаться эквивалентом енисейской свиты юга Средней Сибири, а наличие археоциат позволяло надеяться на возможность обнаружения такого разреза, где заведомо кембрийские отложения будут залегать на енисейской свите протерозоя. Кроме того, я имел в виду необходимость поисков следов протерозойского оледенения. Для решения этой второй задачи я наметил окрестности с. Онгудай в центре Горного Алтая, так как там Ю. А. Кузнецов обнаружил в одной из древних свит своеобразный внутриформационный конгломерат с гальками чуждых пород [15].

Геологическое строение окрестностей этого села описано Ю. А. Петровичем и составляет отдельную статью, представляющую вторую часть всей работы и напечатанную в этом же сборнике.

ОБЩАЯ ГЕОГРАФИЯ

Исследованный участок расположен в юго-восточной части Горного Алтая и занимает почти центральную часть листа М-45-ХVI карты масштаба 1 : 200 000. Координаты участка: $50^{\circ}14'$ — $50^{\circ}38'$ с. ш. и $87^{\circ}20'$ — $87^{\circ}42'$ в. д. от Гринвича (рис. 1).

Район представляет собой место соединения трех хребтов — Айгулакского, Курайского и Сумультинского.

Айгулакский хребет, имеющий ЮВ направление, входит в описываемый участок с запада своим юго-восточным концом. На севере он ограничен истоками рр. Чулындаша¹ и Эсколгб, из которых одна течет на СЗ, а другая на СВ, впадая слева в Кадрин — правый приток Катунь; с востока и юго-востока его ограничивает долина рч. Чибит, которая впадает справа в р. Чую. На юге границей хребта является широкая и глубокая долина Чуи (см. карту в конце статьи).

Эта часть хребта разрезана на отдельные массивы глубокими долинами рек — Ербалык, Паха (Пага), Бельгебаш и Сардыма, которые впадают в Чую справа.²

¹ Чулындаш = Чулендаш = Чулюндаш.

² На географических картах рч. Ербалык и Пага имеют ошибочные названия Ярбалык и Бока.

К востоку от Айгулакского хребта пачинается крупный и очень сильно расчлененный Курайский хребет, который входит в описываемый участок только своим западным концом. Он отделен от Айгулакского хребта рч. Чибит, которая, спустившись с северо-западного склона Курайского хребта, делает крутой поворот на 180° и течет на ЮВ, протекая через большое, но узкое озеро Чубек-куль, а затем мчится в виде бурного горного потока по дну глубокого, местами почти с отвесными скалистыми

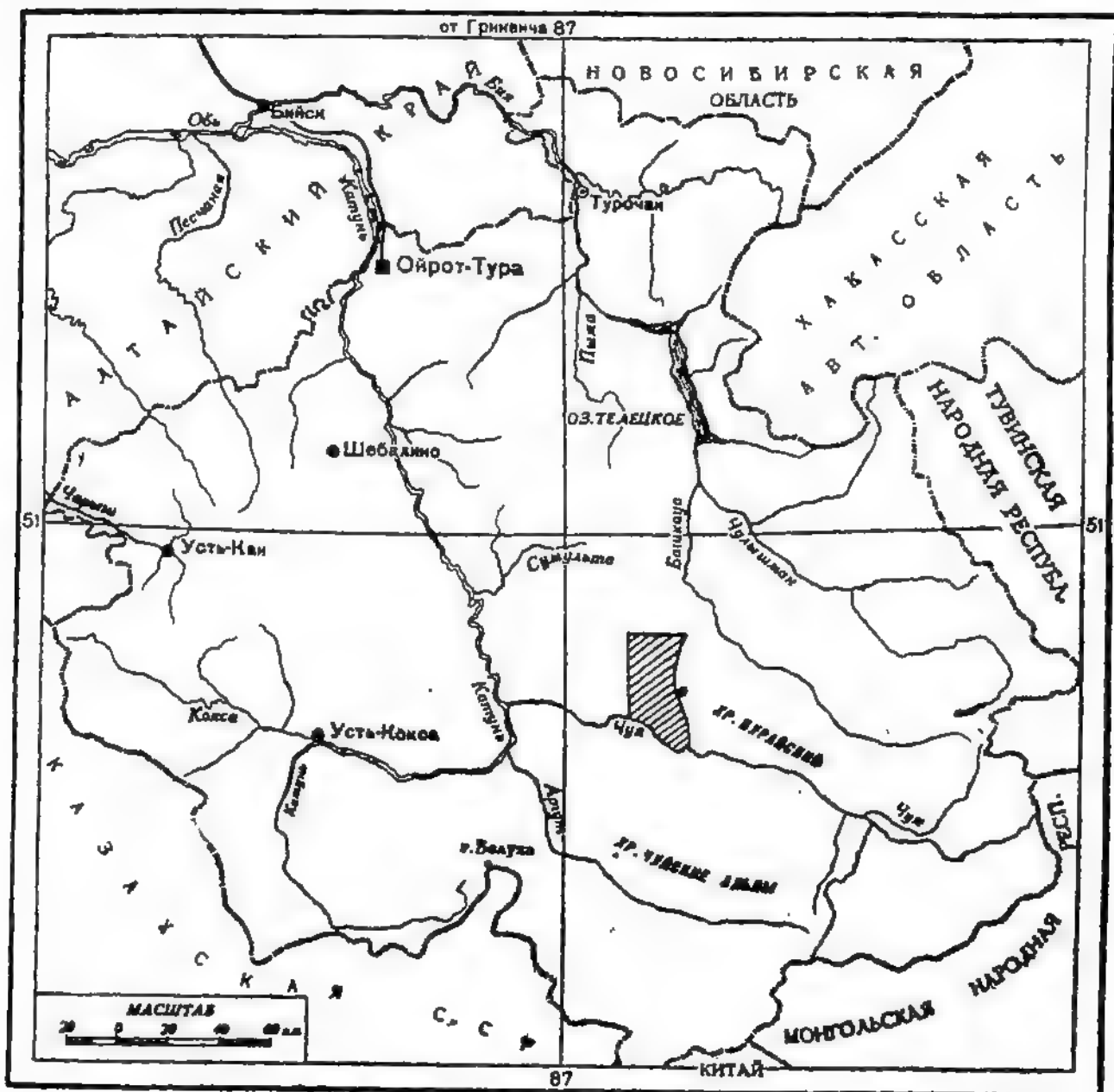


Рис. 1. Горный Алтай. Заштрихована площадь, исследованная А. Н. Чураковым, Ю. А. Петроковичем, К. Д. Помазковым и В. П. Поникаровым.

склонами ущелья, разделяющего оба хребта (рис. 2). С левой стороны Чибит принимает рч. Ярлұ-Айры, после чего, вырвавшись из гор, круто поворачивает на запад и впадает в Чую.

К югу от этих обоих хребтов расположен слабо расчлененный горный массив, называемый горой Белькенек.

Эта гора с севера и востока отделена от указанных хребтов одной сплошной, хорошо разработанной древней ледниковой долиной, по дну которой в ее западной части течет река Чибит, а в восточной струится небольшая рч. Мён—левый приток Чибита. Гора Белькенек с южной стороны ограничена р. Чуей, которая глубоко врезана в коренное дно своей древней долины.

На севере участка поднимаются горы южной части Сумультинского хребта, который своими краевыми частями соединяется с Айгулакским и Курайским хребтами. Между этими тремя хребтами лежит большая и глубокая впадина, которую называют Озерной котловиной, так как в ней расположено много озер.

Самые крупные из них — Сарулү-куль и Узун-куль. Из оз. Сарулү-куль берет начало рч. Кара-Куджур, которая течет на СВ, прорезая Сумультинский хребет и впадая слева в Башкаүс. Кроме того, надо отметить, что в Сумультинском хребте берет начало р. Кадрич, которая вытекает из небольшого озера; сделав крутой поворот к СЗ, она протекает через три крупных озера Кок-куль.¹

Весь участок характеризуется довольно крупными абсолютными и относительными высотами. Наивысшие точки находятся в Айгулакском хребте, достигая почти 2500 м над ур. м. Озерная котловина ле-

жит на 1760 м. абс. выс., а дно долины Чуи около устья Бельгебаша находится на высоте около 1200 м. Поэтому даже окраинные части Айгулакского хребта местами поднимаются над дном прилегающих долин на высоту около 1000 м.

Склоны гор, кроме обнаженных южных склонов, покрыты смешанным лесом примерно до 2200 м. абс. выс., а выше, в зависимости от крутизны склона и состава пород, наблюдаются или голые скалы, или глыбовые, а также глинисто-щебнистые осыпи, или каменистая, местами пятнистая тундра, или заболоченные площади.

Восточная часть Айгулакского хребта, которая расположена к востоку от рч. Бельгебаш, представляет для нас особый интерес, а потому я опишу ее несколько подробнее. Она имеет вид вытянутого и суживающегося к СЗ массива, который сильно изрезан глубокими долинами левых притоков Бельгебаша. Самый верхний из них (по

Рис. 2. Долина рч. Чибит На переднем плане слева и справа мощная пачка протерозойских известняков, пропиленная речкой.

течению) — это Хорумду-Айры (Хорумду-Айры), получивший свое название от наличия крупных глыбовых россыпей, покрывающих оба его склона в нижнем течении.² Ниже по течению впадает рч. Айряш,³ которая течет среди глубокой, но очень широкой и хорошо разработанной долины. Южнее Айряша впадает рч. Тон-гол, которая около

¹ На топографических картах нижнее из этих трех озер не показано. Эта ошибка исправлена на моей карте.

² Хорум — по-ойротски глыбовый делювий или глыбовый элювий.

³ Ойроты произносят ее Айряшь.

своего устья низвергается в долину Бельгебаша живописным водопадом около 80 м высоты. Самый нижний приток — это Кызыл-туру, который также оканчивается водопадом, но значительно меньшим, чем предыдущий.

С северо-восточного склона Айгулакского хребта стекает в Озерную котловину множество небольших безымянных горных потоков, которые протекают в коротких, но глубоких ущельях. Самый крупный из них, который впадает в Сарулу-куль, я назвал ручьем Промежуточным.

Описанная часть Айгулакского хребта сильно изъедена крупными карами, и на дне каждого из них обычно лежит красивое озеро, дающее начало горному потоку.

Особенно мощные кары находятся в верховье Бельгебаша на обоих его склонах (рис. 3). Громадные кары расположены также в истоках Эсконго и правого истока Ербалыка. Весь северо-восточный склон Айгу-



Рис. 3. Вид с перевала на истоки р. Бельгебаш с каровыми озерами. Дно долины около озер сложено нижним девоном; крутой склон за озерами сложен красноцветной свитой верхнего силура.

лакского хребта от Эсконго до оз. Чубек-куль тоже изъеден многочисленными карами, снега которых питают упомянутые безымянные горные потоки и ручьи.

Многолетние снежники, которые лежат в верхней части крупных каров, всюду располагаются таким образом, что не вызывают сомнения в образовании каров именно под влиянием снега.

Эти кары правильней считать не следами бывшего оледенения, а формами современного «снежного выветривания», которые продолжают расти также и сейчас, подобно тому как они образуются теперь и в Кузнецком Алатау [50, стр. 69].

Весь этот участок заселен только по линии Чуйского автомобильного тракта, который проложен по правому берегу Чуи, а в восточной части идет по дну долины Чибита и Мёна. На этом тракте расположены поселки Кызыл-Бельгебаш, Чибит и Баротал (колхоз им. Буденного). К юго-востоку от первого находится небольшой колхоз Улары, расположенный на левом берегу Чуи, непосредственно против горы Ижедрё, которая поднимается на правом ее берегу. Пути сообщения, кроме Чуйского автомобильного тракта.

УСЛОВИЯ И ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТЫ

Полевые исследования были произведены летом 1937 г. при участии студентов Ю. А. Петроковича, К. Д. Помазкова и В. П. Пошикарова. Работы были начаты 11/VI и закончены 3/IX. Из-за болезни мною лично не была осмотрена вся северная половина описываемого участка, расположенная к С и СЗ от оз. Сарулу-куль.

Существенную помощь в работе мне оказали отчеты Г. Д. Афанасьева, Н. Л. Бубличенко и Ю. А. Кузнецова, а также геологические карты, которые составлены ими для всего этого участка [3, 6, 15]. Они облегчили мне выбор маршрутов и позволили быстрее разрешить ряд вопросов. Мои исследования показали, что геологические карты этих геологов в основном правильно передают литологию участка; но в понимании стратиграфии древних свит и в толковании дизъюнктивной тектоники мы существенно разошлись.

Полевые наблюдения напосились мною на топографическую карту масштаба 1:100 000, полученную фотографическим увеличением карты масштаба 1:126 000 (планшет XI-6'). Нами была заснята площадь около 600 км².

При обработке собранных материалов существенную помощь мне оказали следующие лица. Микроскопическое описание пород было выполнено Ю. А. Петроковичем; К. Д. Помазков и В. П. Пошикаров приняли деятельное участие в составлении сводных разрезов и в увязке отдельных наблюдений при составлении карты.

Палеонтологические сборы были переданы для определения соответствующим специалистам. Так, пермо-карбоновую флору определила М. Ф. Нейбург, а пермо-карбоновую фауну — В. П. Нехорошев и Н. Л. Бубличенко; девонские мшанки определены В. П. Нехорошевым, девонские брахиоподы — Н. А. Штрейсом и девонские кораллы — Е. Д. Сошкиной.

Химические анализы горных пород были произведены в химико-аналитической и минералогической лабораториях Института геологических наук Академии Наук СССР, причем химические анализы выполнила А. Г. Рассохина под руководством Э. С. Залманзон; исследование битуминозности известняков произведено М. А. Жиркевич, а разделение по фракциям нерастворимого остатка известняков выполнила Н. В. Фролова.

Всем этим лицам я приношу мою глубокую благодарность за оказанное содействие.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Общая характеристика

Самыми древними породами описываемого участка являются две свиты слабо метаморфизованных осадочных пород, которые я сопоставляю с енисейской и кутень-булуцкой свитами протерозоя, широко распространенными на юге Средней Сибири. Кроме того, существенное участие принимают известняки, повидимому, кембрийского возраста, сланцы неизвестного возраста (нижний силур?), красные песчаники верхнего силура, морские отложения нижнего девона, пермо-карбоновые отложения, а также морены четвертичного периода.

Схема стратиграфии описываемого района изображена на рис. 4.

Магматическими породами и их производными этот участок не богат. Здесь имеется, в сущности говоря, только один гранитный интрузив, очень небольшое количество диабазов и порфиринов, а также кварцевые и кварцево-карбонатные жилы.

В изложении тектоники я отступаю от обычного правила и буду описывать тектонику каждой свиты после описания ее стратиграфии, с тем чтобы

в отдельной главе дать общий очерк истории развития. Подробное описание метаморфических и магматических пород дано в приложении, написанном Ю. А. Петроковичем.

Протерозой

Енисейская свита

Самой древней свитой описываемого участка является мощная толща известняков, которая впервые была обнаружена В. П. Нехорошевым и в последние годы получила название баротальской формации. По соображениям, которые я впоследствии разъясню, мы будем называть ее енисейской свитой.

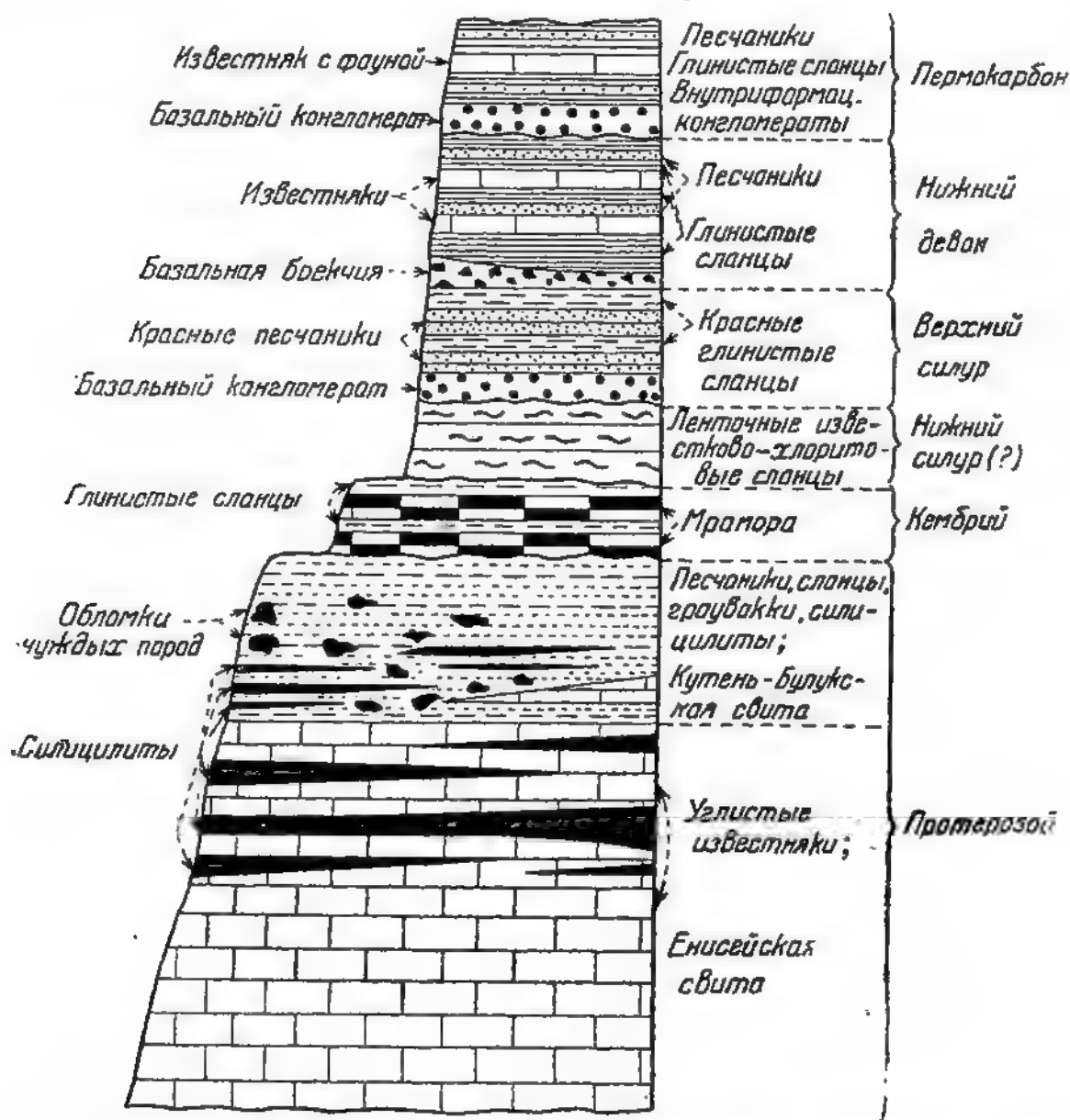


Рис. 4. Стратиграфия восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов (без магматических пород).

В северной половине участка эти известняки обнажаются в виде непрерывной широкой полосы, которая, располагаясь между истоками Чулындаша и долиной Кадрина, тянется к СЗ и уходит далеко за пределы изученного участка. Наибольшая видимая ширина этой полосы в данном месте — около 9 км. В направлении к ЮВ эта полоса быстро суживается, перекрываясь четвертичными отложениями около оз. Сарулу-куль и Узун-куль; но в склоне Айгулакского хребта она обнажается отчетливо. Еще

далее — в ущелье рч. Чибит — она очень сильно суживается. Однако далее к ЮВ полоса известняков опять сильно расширяется, входя в состав юго-западной части Курайского хребта.

Я не имел времени исследовать полностью все южное расширение полосы известняков и осмотрел только ее юго-западный край. Как видно на карте в юго-восточном углу, эти известняки обнажаются к В и СВ от пос. Баротал. Их разрез прекрасно вскрывается и в полувыемках Чуйского тракта, к ЮВ от указанного поселка, где непрерывный разрез известняковой свиты я проследил не менее чем на 5 км. Непрерывные обнажения этих известняков видны и к СВ от этого поселка.

На вид известняки этой свиты представляют собой мелкокристаллические породы светло- и темносерого цвета, которые в свежем изломе очень часто оказываются черными. Местами в них видна очень правильная и тонкая слоистость, но часто в них нет даже признаков слоистости. При ударе молотком известняки выделяют запах сероводорода. Их черный цвет, обусловленный примесью мельчайших зернышек органического вещества, дал повод другим исследователям называть их битуминозными. Однако растворение известняков в бензоле и серном эфире показало, что органическое вещество не окрашивает ни бензола, ни эфира.¹ Очевидно, оно уже перестало быть битумом, превратившись в углистое вещество. Поэтому правильнее называть эти известняки углистыми, хотя количество углерода в них составляет лишь доли процента.

Для характеристики состава этих известняков были выполнены анализы двух образцов, взятых в северной части полосы енисейской свиты. Первый образец (I) был взят на левом склоне долины р. Кадрип в 9 км ниже устья р. Эскопго; второй образец (II) — к западу от северного конца оз. Чубеккуль примерно в 100 м от контакта с гранитом.

Анализы показали следующий состав:

	I	II
CaCO_3	83.49	85.44
MgCO_3	0.79	1.75
$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	0.40	0.20
Остаток, не растворимый в HCl	14.46	12.38
Сумма	99.14%	99.77%

Мы видим, что это — известняки, довольно сильно загрязненные терригенным материалом, но содержащие очень мало углекислого магния, количество которого в переводе на MgO дает соответственно 0.38 и 0.84%.

Исследование терригенных примесей, произведенное под микроскопом на отдельных пробах, показало, что они принадлежат почти исключительно угловатым обломкам кварца.

Отличительной особенностью известняковой свиты является наличие в ней прослоев силицилитов, мощность которых в разных местах весьма различна и колеблется от нескольких сантиметров до 25 м.

Мощность енисейской свиты очень велика; этот вопрос мы рассмотрим подробно, когда ознакомимся с тектоникой данной свиты.

• Кутень-булукская свита

Непосредственно на известняках енисейской свиты и без следов перерыва лежит очень мощная толща терригенных отложений, которые описывались в литературе под наименованием чибитской и зелено-фиолетовой формаций. Поскольку между ними нет перерыва и поскольку нижнюю свиту я сопоставил с енисейской, новую свиту я буду называть кутень-

¹ См. стр. 126.

булукской, отождествляя ее с соответствующей свитой Кузнецкого Алатау [50].

На описываемом участке эта свита занимает обширную площадь, слагая почти весь водораздел между долиной Бельгебаша, Озерной котловиной, долиной Чибита и истоками Эсконго. Ею сложена вся гора Белькенек; она слагает и правый склон долины рч. Мён вплоть до пос. Баротал и даже дальше к ЮВ до самого берега Чуи. Не приходится сомневаться в том, что этой свитой сложен и весь левый склон долины Чуи от указанного поселка почти до устья рч. Чибит.

Кутень-булукская свита состоит главным образом из темнозеленых и темносерых хлоритизированных песчаников, очень похожих на грауваки, а также из хлоритовых и хлоритово-эпидотовых сланцев; изредка среди них встречаются и грауваки. Местами встречаются прослой красных песчаников и красных глинистых сланцев, как это особенно хорошо видно в правом склоне долины рч. Мён, на протяжении 2 км вверх от ее устья. Красные сланцы довольно часто попадают в виде прослоев и на южном склоне г. Белькенек. Крайне редко среди зеленых песчаников и сланцев встречаются прослой серых мелкозернистых известняков, как это наблюдалось на юго-западном склоне г. Белькенек. Никаких туфов или туффилов в этой свите не было обнаружено.

Первой характерной особенностью подавляющего большинства указанных песчаников является отсутствие в них слоистости, что крайне затрудняет изучение тектоники свиты, — тем более, что во многих местах сильно развит кливаж. Однако, как показали отдельные обнажения и особенно крупные глыбы пород этой свиты, вышеуказанные разновидности песчаников и сланцев образуют местами слои, очень правильно переслаивающиеся друг с другом, причем границы между слоями прямолинейны. Так, например, на правом берегу рч. Чибит, в 800 м к востоку от моста, переброшенного через эту речку в восточном конце пос. Чибит, выступают два небольших холмика, в которых переслаиваются темносерые песчаники и темнокрасные глинистые песчаники, причем мощность каждого прослоя достигает нескольких дециметров. Характерно, что в пределах каждого слоя слоистости не видно.

Затем в русле рч. Чибит около устья рч. Чавà я нашел крупную неокатанную глыбу, свалившуюся со склона, в которой переслаиваются песчаники и сланцы слоями мощностью 10—12 см каждый.

Вторая особенность кутень-булукской свиты — это своеобразные осадочные брекчии, которые являются ледниково-морскими осадками. Я рассмотрю их ниже.

Третьей особенностью этой свиты являются прослой силицилитов, которые не отличаются от таких же пород в енисейской свите. В средней части этой свиты мы не обнаружили силицилитов, но в ее основании и в ее нижних горизонтах они были найдены в нескольких местах.

Силицилиты обеих свит

Это — мелкокристаллические, чаще скрытокристаллические кварцевые породы обычно черного цвета, среди которых встречаются темносерые и светлосерые разновидности. Как правило, в них не видно слоистости, но в некоторых местах они оказываются хорошо слоистыми, что особенно отчетливо обнаруживается под микроскопом.

Всюду, где мы их наблюдали, они имеют форму пластов, которые и в известняках, и в сланцах залегают согласно с направлением слоистости вмещающих пород.

В енисейской свите пласты силицилитов имеют мощность 25 м, причем обычно встречается один такой пласт. Кроме того, встречаются и более-

тонкие пласты мощностью 1—2 м, которые в подобном случае образуют пачку в пять-семь пластов, близко расположенных один к другому и разделенных прослоями известняков. Весьма показательно, что силицилиты обнаружены лишь в верхней части енисейской свиты; однако самые нижние прослои находятся на глубине 500 м¹ от контакта с кутень-булукской свитой.

В кутень-булукской свите наблюдаются лишь тонкие пласты 1—2 м мощностью, причем они образуют пачку, состоящую из нескольких прослоев, разделенных кварцево-хлоритовыми сланцами.

Местами силицилиты залегают и в контакте между обеими свитами, образуя прослой около 5 м мощностью или прослойки в 10 см толщины.

Судя по тому, что количество и мощность этих прослоев весьма различны в разных разрезах, отстоящих один от другого на несколько километров, приходится сделать вывод, что силицилиты имеют форму очень крупных линз.

Исследование под микроскопом показывает, что это — не обломочные породы, а первично-осадочные кремнистые образования, в создании которых принимали участие и микроорганизмы с кремневым скелетом. Этот вывод я делаю на том основании, что в одной из галек такого силицилита, найденной в пермо-карбонových конгломератах, было обнаружено большое количество шаровых телец несомненно органического происхождения (табл. III, фиг. 1 и стр. 174) в статье Ю. А. Петроковича.

Два образца черных силицилитов были подвергнуты химическому анализу. Один образец (I) был взят из крупного прослоя силицилита, залегающего в енисейских известняках к востоку от верховьев р. Чулындаш; второй образец (II) представляет собой мощный прослой среди тех же известняков к западу от северного конца оз. Чубек-куль.

Анализы показали следующий состав (в %):

	I	II
SiO ₂	96.24	96.91
Al ₂ O ₃	1.34	1.37
Fe ₂ O ₃	1.54	1.04
S	0.11	0.16
C	0.12	0.05
TiO ₂	Не обнаружено	
Потери при прок.	0.66	0.50
Сумма	99.78%	99.82%

Сера, очевидно, связана с железом в виде пирита.

Местами силицилиты прорезаны сетью тонких жилок вторичного кварца молочно-белого цвета, а кое-где они сильно раздроблены и сцементированы вторичным белым кварцем, образуя тектоническую брекчию. Небезынтересно отметить, что на правом склоне долины Чуи, примерно в 8 км к востоку от пос. Баротал, я встретил среди енисейских известняков силицилиты весьма необычного вида в виде трех прослоев; ширина каждого из них не превышала 5 см, а длина наибольшего прослоя была немногим больше 1 м. Прослои силицилитов залегают параллельно друг другу на расстоянии 10—20 см один от другого и параллельно слоистости известняков, которые падают к СВ $\angle 80^\circ$. Резкая прямолинейная граница между известняком и каждым прослоем силицилита, а также черный цвет силицилитов, резко выделяющийся на светлосером фоне известняков, не оставляют сомнения в том, что и эти прослои не являются следствием метасоматоза, а должны рассматриваться как небольшие линзы первично-осадочных пород.

¹ Глубина определяется в направлении, перпендикулярном к плоскости контакта обеих свит.

Соотношение между енисейской и кутень-булукской свитами

Контакт между юго-западной границей енисейской свиты и налегающей на нее кутень-булукской свитой простирается с СЗ на ЮВ и имеет вид изгибающейся линии. Так, между истоками Чулындаша и Эсконого он образует в плане небольшой, но довольно крутой и плавный изгиб, который своей выпуклостью обращен к ЮЗ; но между оз. Чубек-куль и р. Чуей этот контакт представляет собой столь же плавную и крутую дугу, только значительно больших размеров и своей выпуклостью обращенную в противоположную сторону, т. е. к СВ. Этот контакт был изучен в пяти местах.

Во-первых, он хорошо виден восточнее правого истока р. Чулындаш. Там, в долинке небольшого лога, впадающего справа в этот исток, мы видим следующую картину. В русле и в правом склоне этого лога обнажается пачка пород мощностью около 50 м, состоящая из известково-хлоритовых сланцев, которые переслаиваются с тонкими пластами известняков. Мощность этих пластов известняка в нижних горизонтах пачки колеблется от 30 до 40 см, а чем выше, тем они становятся тоньше, и в самых верхних горизонтах пачки они едва заметны простым глазом. Кроме того, в этой пачке обнаружены прослойки темносерых, отчетливо слоистых силицилитов мощностью не выше 10 см каждый. Вся эта пачка простирается в направлении 320° и падает к ЮЗ $\angle 65^\circ$. Стратиграфически выше, т. е. в низовье этого лога и на правых склонах Чулындаша, выступают зеленые сланцы кутень-булукской свиты примерно с тем же простиранием и падением.

Вышеописанная пачка сланцев залегает на известняках енисейской свиты, в которых лежит верховье этого лога. В русле лога среди речных наносов встречается большое количество неокатанных крупных и мелких кусков силицилита, которые указывают на то, что в верховье лога среди известняков проходит прослой силицилита.

Приблизительно в 1 км к югу от этого лога, на правом склоне Чулындаша, среди енисейских известняков встречен пласт черного силицилита, который выступает на склоне в виде стены толщиной около 25 м; он простирается на СЗ.

Слой известняков неподалеку от этого силицилита простираются в направлении 315° и падают к ЮЗ $\angle 55^\circ$. Очевидно, это тот самый пласт, который был нами намечен в верховьях вышеописанного лога, где он был обнаружен лишь в виде обломков в его русле. Примерно в 500 м к востоку от мощного прослоя силицилита, на самом водоразделе между Чулындашем и Эсконого и немного южнее тропы, соединяющей долины этих рек, среди известняков выступает группа прослоев силицилита, состоящая из шестнадцати слоев мощностью около 1—2 м каждый, расположенных близко друг к другу. Они сильно размыты и не прослеживаются далеко по простиранию, но все же отчетливо видно, что они имеют СЗ простирание и представляют обособленные пласты среди известняков. Замечательно, что к западу и к востоку от этих мелких прослоев силицилита видна в енисейских известняках отчетливая слоистость; в первом месте известняки простираются в направлении 320° и падают к ЮЗ $\angle 70^\circ$, а во втором они простираются в направлении 300° и падают к ЮЗ $\angle 60^\circ$.

Сопоставляя эти наблюдения с наблюдениями над кутень-булукской свитой, мы видим, что обе они простираются в направлении $300\text{—}320^\circ$ и падают к ЮЗ $\angle 60\text{—}70^\circ$.

Эти соотношения позволяют сделать следующие выводы.

Во-первых, кутень-булукская свита лежит на енисейской без углового несогласия. Во-вторых, между обеими свитами находится особая пачка пород, которая является для них связующим звеном, указывающим на то,

что между обеими свитами нет перерыва. В-третьих, и в енисейской свите, и в промежуточной мы видим прослой силицилитов, которые, судя по условиям их залегания, следует считать сингенетичными, т. е. первично осадочными породами. В-четвертых, самая нижняя группа мелких прослоев силицилитов находится на расстоянии около 500 м от контакта между енисейской и кутень-булукской свитами. Это обстоятельство указывает на то, что прослой силицилитов впервые начали отлагаться еще задолго до того момента, когда закончилось отложение известняков енисейской свиты. Наконец, этот разрез позволяет нам вполне точно определить, что в данном месте мощность енисейской свиты не меньше 1500 м, если учитывать только ту часть разреза, в которой наблюдается слоистость.

Для того, чтобы составить себе более полное представление об ее мощности, рассмотрим весь разрез.

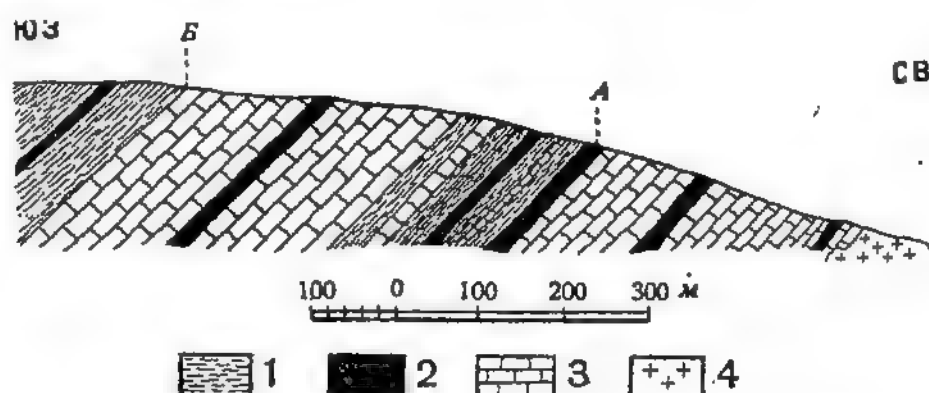


Рис. 5. Разрез к западу от северного конца оз. Чубек-куль.

1 — сланцы; 2 — прослой силицилитов; 3 — известняки; 4 — граниты.

В средней части разреза мы видим продолжение известняков енисейской свиты, в которых нам не удалось обнаружить элементы залегания. Но в восточной части разреза видно обратное падение известняков $\angle 55^\circ$, причем там они простираются в направлении 340° . Таким образом на этом разрезе мы видим мощную антиклиналь, у которой оба крыла имеют ясно выраженное залегание слоев.

Правда, можно было бы допустить, что в центре разреза эти известняки образуют синклинали, поскольку элементы залегания не были установлены. Но это предположение отпадает, ибо тогда мы должны были бы наблюдать в ней сланцы кутень-булукской свиты, принимая во внимание, что измеренные углы падения в известняках очень круты. Однако сланцы в центре разреза не были обнаружены; они отсутствуют на оси этой антиклинали и дальше к СЗ на протяжении свыше 10 км. Поэтому, считая, что мы имеем только одну антиклиналь, мы можем вычислить истинную мощность енисейской свиты, которая оказывается равной 4000 м.

Так как мы измерили эту мощность лишь построением и на одном разрезе, то из осторожности примем мощность енисейской свиты в 3000 м.

Второе место, где столь же отчетливо, но в ином виде вскрывается соотношение между обеими свитами, — это склон Айгулакского хребта к западу от северного конца оз. Чубек-куль; там разрез был нами прослежен на протяжении 900 м, частью по поверхности склона, частью в стенке кара.

Этот разрез (рис. 5) состоит из трех частей. Нижняя часть сложена известняками енисейской свиты, прорванными гранитом. В этих известняках проходят два прослоя черного силицилита мощностью 5 и 25 м; истинная мощность этой части разреза равна 300 м. Средняя часть разреза, расположенная между точками А и В, имеет мощность около 400 м. Она состо-

ит главным образом из известняков с мощным прослоем силицилита и лишь в нижних горизонтах представлена кварцево-хлоритовыми сланцами с прослоями известняка и силицилита. Верхняя часть разреза — мощностью около 200 м. Она состоит из зеленых сланцев кутень-булукской свиты, в которой проходит около пяти прослоев силицилита мощностью 1—2 м каждый; эти прослои на разрезе объединены.

Во всех частях этого разреза слои простираются в направлении 310° и падают к ЮЗ $\angle 45-55^\circ$.

В этом разрезе очень трудно провести границу между обеими свитами. Можно считать, что граница проходит в точке Б, где кончаются известняки, на которых лежит мощная свита зеленых сланцев. Однако не исключена возможность, что границу следует проводить в точке А, выше которой начинаются первые прослои зеленых сланцев.

У нас не было времени проследить этот разрез еще дальше к ЮЗ вкост простираения. Но так как эта свита простирается к ЮВ и пересекает долину рч. Чибит южнее оз. Чубек-куль, то в долине Чибита мы имели возможность ознакомиться и с более верхними горизонтами разреза, как показано на нашей карте. Это — третье место наблюдений.

В самом деле, та мощная пачка известняков, которая на рис. 5 находится между точками А и Б, пересекает долину Чибита в 2 км южнее оз. Чубек-куль, где Чибит течет в живописном известняковом ущелье (рис. 2).

Затем, около устья Ярлұ-Айры рч. Чибит пересекает вторую пачку известняков мощностью свыше 100 м и с прослоем силицилита; она стоит почти вертикально и отделена от первой пачки толщей зеленых сланцев. Дальше к ЮЗ, примерно в 300—400 м выше того места, где Чибит, вырвавшись из гор, поворачивает на запад, в обоих склонах его долины среди зеленых сланцев видна еще пачка серых известняков мощностью около 150 м.

Зеленые сланцы правого склона долины Чибита, залегающие стратиграфически ниже этой пачки, падают к ЮЗ. Такое же падение наблюдается и на левом склоне Чибита в слоях красных песчаников и сланцев, залегающих стратиграфически выше этой пачки известняков.

Следовательно, мы видим, что в юго-восточном конце Айгулакского хребта, благодаря наличию этих мощных прослоев известняков, граница между обеими свитами совершенно ступенчатая. Если не учитывать последнюю пачку известняков, которая, по видимому, не очень далеко простирается на СЗ, то мощность переходной зоны между этими свитами равна почти 1500 м.

Четвертое место находится непосредственно в 3 км к СВ от пос. Баротал. Там контакт между обширной площадью распространения известняков и глинистыми сланцами выражен очень отчетливо: по контакту проходит пласт черного силицилита мощностью 5 м и прослеживаемый по простираению не менее чем на 100 м. В 20—30 м к западу от этого контакта начинается крутой склон широкого и сухого лога, покрытый делювием и травой, так что мощные пачки известняков, которые могут там быть, не видны.

Зато более полный разрез мы наблюдаем в пятом месте, которое находится в 2 км к ЮВ от того же поселка. В этом месте (рис. 6) контакт между енисейской и кутень-булукской свитами размыт и превращен в лог, покрытый травой. Но к западу и к востоку от контакта в полувыемках вскрывается прекрасный разрез. Здесь, немного западнее контакта, среди глинистых сланцев проходит пласт известняков мощностью 10 м, к западу от которого в выветрелых глинистых сланцах наблюдаются редкие, обособленные гальки темного мрамора. Дальше на запад, в 1000 м от известнякового прослоя, среди зеленых сланцев проходит пачка известняков мощностью 150 м. Пласты падают к ЗЮЗ $\angle 80^\circ$. Ни одного пласта сили-

пилита здесь не было обнаружено, но среди зеленых сланцев наблюдаются прослои красных глинистых сланцев.

Надо подчеркнуть, что граница между собственно енисейской и кутень-булукской свитами на протяжении от оз. Чубек-куль до горы Кочкорок не была нами исследована, и положение границы обозначено на карте предположительно (пунктиром). Как показывают исследования В. А. Кузнецова и А. С. Мухина, в этом месте, т. е. в долинах Ярлу-Айры и Ак-Тана, наблюдается сложная тектоника, представленная чешуйчатыми надвигами. Следовательно, намеченная граница замаскирована в данном месте более поздней дизъюнктивной тектоникой.

На основании вышеописанных разрезов я вижу, что между енисейской и кутень-булукской свитами действительно существует такая тесная связь,

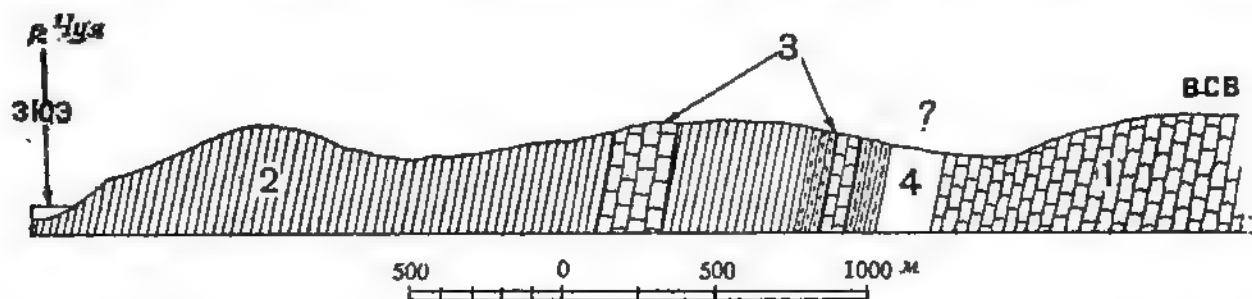


Рис. 6. Разрез вдоль правого склона долины р. Чуи в 3 км к ЮВ от пос. Баротай
1 — известняки енисейской свиты; 2 — сланцы кутень-булукской свиты; 3 — прослой известняков; 4 — закрытый контакт обеих свит.

что местами даже не знаешь, где провести между ними границу. Если всмотреться в промежуточную толщу, то в ее различных разрезах мощность и число прослоев известняков и силицилитов весьма неодинаково. Я объясняю это тем, что в промежуточной толще и в верхних горизонтах енисейской свиты пачки известняков и сланцев, а также прослои силицилитов представляют собой линзы, выклинивающиеся по простираанию.

Наличие промежуточной толщи, а также отсутствие углового несогласия указывают на то, что енисейская и кутень-булукская свиты непрерывно отлагались в одном водном бассейне. Мощность енисейской свиты, которую мы осторожно определили только в 3000 м, дает представление и о крупных размерах самого бассейна.

К сожалению, я не имею данных для определения мощности кутень-булукской свиты, но ее мощность между устьем Бельгебаша и оз. Чубек-куль, по-моему, не меньше 1000 м, что также говорит о больших размерах того водного бассейна, который продолжал существовать и во время ее отложения.

Тектоника протерозойских свит

Вышеописанные разрезы показывают, что мы имеем дело с юго-западным крылом крупной антиклинали, угол падения которой колеблется в пределах $45-70^\circ$. Только в юго-восточном конце этого крыла слои стоят почти вертикально, что обусловлено, по-моему, наличием крутого (в плане) изгиба самого крыла в этом месте.

Второе, т. е. северо-восточное крыло антиклинали мы уже наместили около долины Кадрина.

Затем около оз. Чубек-куль мы также наблюдаем северо-восточное крыло, ибо у северо-восточного берега этого озера, темного западные дороги обнажаются известняки, переслаивающиеся с зелеными сланцами: они простираются в направлении 300° и падают к СВ $\angle 65^\circ$. Очевидно, это промежуточная толща.

При взгляде на карту мы видим, что около оз. Чубек-куль оба крыла

антиклинали чрезвычайно сближены и это сближение идет от р. Кадрин постепенно. Если учесть, что дальше к ЮВ, т. е. около долины Чуи, полоса известняков опять сильно расширяется, то можно сделать вывод, что около оз. Чубек-куль и несколько дальше к ЮВ ось антиклинали сильно прогнута. Только надо разъяснить, что северо-восточное крыло описываемой антиклинали на пространстве между р. Кара-Куджур и оз. Чубек-куль перекрыто более молодой свитой неопределенного возраста, которая надвинута на него с СВ. Дальше к СЗ это крыло сильно размыто, и на нем лежит красноцветная свита верхнего силура.

Теперь перейдем к тектонике самой кутень-булукской свиты. Я уже указывал, что в громадном большинстве обнажений сланцы и песчаники этой свиты лишены слоистости. Но в немногих обнажениях она отчетливо видна. Так, в 800 м к востоку от восточного конца пос. Чибит, на правом берегу рч. Чибит, в двух вышеупомянутых холмиках выступают темносерые песчаники, которые правильно переслаиваются с глинистыми песчаниками, простираясь меридионально с падением к В $\angle 55^\circ$. Затем в западном конце того же поселка в полувывемке Чуйского тракта из-под четвертичной морены выступает небольшая скала сильно трещиноватых песчаников с отчетливой слоистостью, которая указывает, что слои падают к З $\angle 60^\circ$. Сопоставляя эти два обнажения, отстоящие одно от другого на расстоянии 1 км, мы получаем крупную симметричную антиклиналь меридионального простираения. Но нет никакой уверенности в том, что между указанными обнажениями нет дополнительных складок.

Затем слоистость в них прекрасно выражена в верхней части разреза, изображенного на рис. 5, а также в обоих склонах долины Чибита, перед впадением в него рч. Мён.

Наблюдения в других местах показывают, что кутень-булукская свита сильно смята и превращена в мелкие складки различного простираения. Хорошим примером является долина небольшой рч. Тон-гол, которая впадает слева в Бельгебаш. Там, как показано на рис. 7, сланцы кутень-булукской свиты смяты в мелкие крутые складочки широтного и сев.-западного простираения с углами падения до 70° .

Вторым примером являются верховья рч. Хорумду-Айры, где в зеленых сланцах среди обнажений с прекрасно выраженной слоистостью СЗ простираения можно наблюдать очень крупное обнажение с широтным простираением сланцев и падением их к Ю $\angle 65^\circ$. Тут же рядом можно видеть в сланцах мелкую гофрировку с образованием складочек около 4—8 см в поперечнике. Образование мелкой гофрировки я наблюдал и в громадной глыбе этих сланцев, которая лежит около Чуйского тракта в 1 км к востоку от пос. Чибит.

На основании всех этих наблюдений я считаю, что кутень-булукская свита, будучи собрана в крупные складки СЗ простираения, была затем деформирована, что привело кое-где к изменению простираения осей первоначальной складчатости.

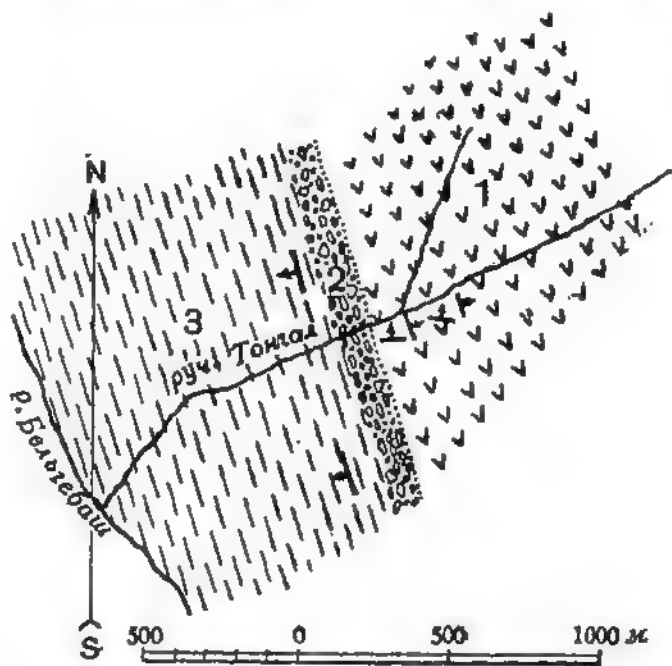


Рис. 7. Сложная древняя складчатость в кутень-булукской свите. Долина рч. Тон-гол. 1 — сланцы кутень-булукской свиты; 2 — базальный конгломерат красноцветной толщи; 3 — песчаники красноцветной толщи.

чальных складок, а в большинстве случаев создало новые мелкие складки и складочки различного простирания. Поэтому на всех наших разрезах эта сложная тектоника кутень-булукской свиты показана пунктиром в виде условных мелких складок.

Такая дополнительная деформация в сланцах не могла возникнуть одновременно с образованием главных складок. Поэтому я рассматриваю ее как следствие более позднего тангенциального напряжения, которое действовало, конечно, в ином направлении, чем направление, создавшее главную складчатость.

Я предполагаю, что действием того же более молодого напряжения были созданы и те два дугообразных изгиба, которые так хорошо видны на карте, если следить за контактом обеих протерозойских свит.

Мы пока не знаем времени образования ни основной складчатости, ни дополнительной деформации протерозойских свит, но впоследствии я покажу, что эти тектонические процессы имеют докембрийский возраст.

В заключение скажу, что мне пришлось ознакомиться с северо-восточным крылом главной антиклинали в пределах Курайского хребта значительно восточнее района наших работ. Я наблюдал его в 8 км к северу от пос. Курай в глубоком лого, по которому бежит горный ручей, впадающий справа в рч. Курай, т. е. там, где находится новое месторождение киновари, изучавшееся в 1937 г. А. С. Мухиным [21]. Там кутень-булукская свита слагает левый склон упомянутого лога, причем русло ручья сплошь завалено крупными и мелкими глыбами пород этой свиты, свалившимися со склона. Изучение этих глыб показало, что принадлежность их к кутень-булукской свите доказывается наличием среди них черных, местами сильно углистых силицилитов. Весьма показательно, что в некоторых глыбах сланцев видна очень сложная плйчатость; кроме того, и глыбы слоистого мрамора, который, очевидно, образует прослой в сланцах, местами оказываются собранными в мелкие острые складки. Таким образом, дополнительная деформация сланцев кутень-булукской свиты видна и здесь. Древний возраст этой деформации доказывается сильным метаморфизмом сланцев и известняков, превращенных местами в амфиболиты и мраморы.

Определение возраста енисейской и кутень-булукской свит

В литературе уже описан ряд попыток определения возраста енисейской свиты. В. П. Нехорошев первым подошел к этому вопросу и правильно его поставил, но дал ему неверное решение. Он указал, что кремнистые сланцы (силицилиты) этой свиты представляют собой настолько характерную ее особенность, что по ним эту свиту легко узнать и в других местах Горного Алтая. В частности, описывая эту известняковую свиту «с кремнями» в составе Курайского хребта между пос. Бароталом и рч. Курай, он заявляет: «Не может быть никаких сомнений в том, что в данном случае мы имеем дело с чеповской свитой кремней и сланцев». Надо пояснить, что чеповская свита выступает в долине Катунь около пос. Чепов и курорта Чемал, т. е. в северной части Горного Алтая. Сравнивая эту свиту с енисейской свитой Кузнецкого Алатау, В. П. Нехорошев совершенно верно подчеркивает, что «возраст алтайских битуминозных известняков с кремнями, конечно, тот же, что и возраст аналогичных отложений соседних на севере и северо-востоке территорий, и поэтому естественно вопрос о возрасте может быть разрешен лишь в общем масштабе» [26, стр. 76—77]. Это совершенно правильно.

В свое время В. П. Нехорошев отнес эту свиту Горного Алтая к кембрию по следующим соображениям.

С одной стороны, в двух удаленных друг от друга местах он обнаружил заведомо кембрийские известняки с археоциатами, причем их соотношение с

древними свитами не было установлено. С другой стороны, в свите известняков с кремнями, т. е. в енисейской свите, он нашел прослой конгломерата с гальками порфирита и белого известняка. Считая, что галька белого известняка — это кембрий, он естественно сделал вывод, что енисейская свита даже моложе археоциатовых известняков, будучи все же кембрийской. В настоящее время вопрос о возрасте енисейской свиты в Кузнецком Алатау и на западном склоне Восточного Саяна уже решен: она является протерозоем [4, 11, 48]. Кроме того, «чепошскую свиту» В. П. Нехорошева К. В. Радугин также относит к протерозою на том основании, что она несогласно перекрывается кембрийскими известняками с археоциатами [7, стр. 58]. Очевидно, что прослой конгломерата, который был обнаружен В. П. Нехорошевым в енисейской свите, произошел за счет размывания не кембрийских известняков, а какой-то очень древней свиты.

Но вернемся к нашему участку.

В его северной половине, в известняках левого склона р. Кадрин, ниже устья р. Эсконго, Н. Л. Бубличенко нашел археоциаты [6]. Моими помощниками весьма тщательно было осмотрено не только это место, но и ряд обнажений известняков на большом пространстве между Чулындашем, Кадрином и Эсконго. Нигде не было найдено никаких признаков археоциат. Я уверел, что в этой толще и не может быть археоциат. Очень возможно, что археоциаты были обнаружены Н. Л. Бубличенко в небольшом тектоническом клине кембрийских известняков, зажатых среди известняков енисейской свиты. Это вполне естественно, так как подобный тектонический клин я обнаружил на южном склоне горы Белькенец (см. карту).

Затем к востоку от рч. Чибит в енисейских известняках, выступающих в левом склоне рч. Ярлу-Айры, М. А. Жеромский обнаружил путем травления этих известняков соляной кислотой органическую структуру, напоминающую водоросль *Solenopora Dubowsky*, которая встречается в нижнесилурийских отложениях Западной Европы [8]. Однако я не думаю, чтобы такая неясная находка позволяла определить возраст свиты.

Совершенно иначе подходят к этому вопросу В. А. Кузнецов и Н. Н. Горностаев [7, 13]. Приблизительно в 40 км к ЮВ от пос. Баротал, в юго-восточном конце той мощной антиклинали, которая мною описана, В. А. Кузнецов обнаружил две свиты, которые он называет баротальской и порфиритовой. Судя по тому, что первая сложена известняками, а вторая сланцами, а также по тому, что в них присутствуют прослой кремнистых сланцев (силицилитов) и наблюдается промежуточная пачка сланцев, объединяющая обе свиты в одну непрерывную толщу осадков, — обе свиты нетрудно узнать: это — действительно енисейская и кутень-булукская свиты. Около Чаган-Узуна они сильно дислоцированы и несогласно покрыты палеонтологически охарактеризованными силурийскими отложениями с базальным конгломератом.

В конгломерате была найдена галька известняка с археоциатой, а по данным Н. Н. Горностаева, была найдена галька известняка, содержащая, кроме археоциаты, водоросль *Osagia ovosimilis* Vol. [7, стр. 59].

Кроме того, и в самых известняках баротальской (т. е. енисейской) свиты В. А. Кузнецов нашел *Osagia ovosimilis* Vol. и крупную, пока не определенную сферическую водоросль с лучистым строением [12, стр. 112]. Оба исследователя подчеркивают, что, по мнению А. Г. Вологодина, водоросль *Osagia ovosimilis* имеет среднекембрийский возраст. Вторая же водоросль по их указаниям была изучена П. С. Краснопесовой, которая отождествила ее с водорослями, обнаруженными на восточном склоне Кузнецкого Алатау вместе с археоциатами в известняках енисейской свиты кембрийского возраста.

В. А. Кузнецов и Н. Н. Горностаев полагают, что базальные конгломераты силурийских отложений образовались за счет размыва баротальской,

т. е. енисейской, свиты. Поэтому, учитывая все вышеизложенное, они относят баротальскую свиту к кембрию.

Однако с подобным решением вопроса нельзя согласиться, и вот почему. Во-первых, водоросль *Osagia* имеет очень большое вертикальное распространение. Она встречается и в карбоне, и в кембрии, и в протерозое [11, 17, 60], а приуроченность вида *Osagia ovosimilis* только к кембрию еще не доказана. Во-вторых, крупная радиальнолучистая водоросль, найденная на восточном склоне Кузнецкого Алатау, совершенно неправильно использована В. А. Кузнецовым и Н. Н. Горностаевым для доказательства кембрийского возраста баротальской свиты.

Дело в том, что эта водоросль впервые была найдена в Кузнецком Алатау О. К. Полетаевой, которая отнесла ее к кембрию [36]. Но П. С. Краснопеева, определившая впоследствии ее сборы и исправившая ее стратиграфию совместно с самой О. К. Полетаевой, доказала, что интересующая нас водоросль находится действительно в енисейской свите, но эта последняя лежит и по их представлению стратиграфически ниже заведомо кембрийских известняков с археоциатами, будучи отделена от кембрийских известняков перерывом. На этом основании П. С. Краснопеева отнесла енисейскую свиту Кузнецкого Алатау к альгону [10, 11]. Следовательно, В. А. Кузнецов и Н. Н. Горностаев, опираясь на мнение П. С. Краснопеевой, должны были бы, сопоставив свою баротальскую свиту с енисейской свитой Кузнецкого Алатау, признать за обеими свитами протерозойский возраст. Только, по-моему, едва ли правильно обосновывать стратиграфические выводы на этих водорослях, — тем более, что на Алтае они еще не изучены.

В-третьих, как бы ни было соблазнительным считать, что в Чаган-Узуне гальки базального силурийского конгломерата образовались за счет размыва нижележащих известняков баротальской свиты, все же такой способ доказательства нельзя считать решающим. Ведь не исключена возможность, что этот конгломерат мог образоваться за счет размывания иной осадочной свиты, — более молодой, чем баротальская, но более древней, чем силурийская, — причем эта свита и была заведомо кембрийской, залегавшей где-то в стороне. Впоследствии я покажу, что у нас есть очень веские основания именно так ставить этот вопрос.

Подводя итоги, я вижу, что мы еще не имеем никаких палеонтологических данных для непосредственного определения возраста енисейской и кутень-булукской свит Айгулакского и Курайского хребтов, хотя для восточной половины Курайского они уже найдены (см. стр. 156).

Вместе с тем становится очевидным, что свита углистых известняков с силицилитами, которая в описании других авторов называется битуминозными известняками с кремнями или кремнистыми сланцами, — это одна и та же свита, имеющая в Горном Алтае широкое географическое распространение. По определениям К. В. Радугина, эта свита около курорта Чемал на Катунь имеет мощность свыше 2000 м, а в Айгулакском хребте ее мощность, по моим подсчетам, не меньше 3000 м.

Я совершенно согласен с В. П. Нехорошевым, что эту свиту Горного Алтая надо отождествлять с енисейской свитой юга Средней Сибири именно на основании паличия в ней силицилитов. Но, поскольку на юге Средней Сибири эта свита имеет уже доказанный протерозойский возраст, она и в Горном Алтае должна быть протерозойской.

Вышележащая свита в Айгулакском хребте, которую я называл кутень-булукской, выступает и в других частях Горного Алтая. Так, она известна на Катунь около курорта Чемал, где ее обнаружил К. В. Радугин; В. А. Кузнецов обнаружил ее в Чаган-Узунском месторождении киновари. Эта свита, названная ими «порфиритовым» отделом, в обоих местах тесно связана с енисейской свитой наличием промежуточной пачки сланцев, а местами и нали-

чием прослоев силицилитов. Эти два признака и дают мне возможность сопоставлять эту свиту Горного Алтая с кутень-булукской свитой юга Средней Сибири.

Правильность такого сопоставления доказывается и тем, что в Айгулакском и Курайском хребтах я обнаружил в кутень-булукской свите морские тиллиты, т. е. ледниково-морские осадки, к описанию которых я и перейду.

Морские тиллиты

Эти образования подробно описаны мною в другой статье, к которой приложено 11 фотографий [54]. Здесь я повторю только самое главное и отмечу некоторые подробности, которые не были раньше описаны.

Морские тиллиты, имеющие текстуру осадочных брекчий, очень похожих на пролювиальные образования, были найдены в нескольких местах исключительно среди пород кутень-булукской свиты.

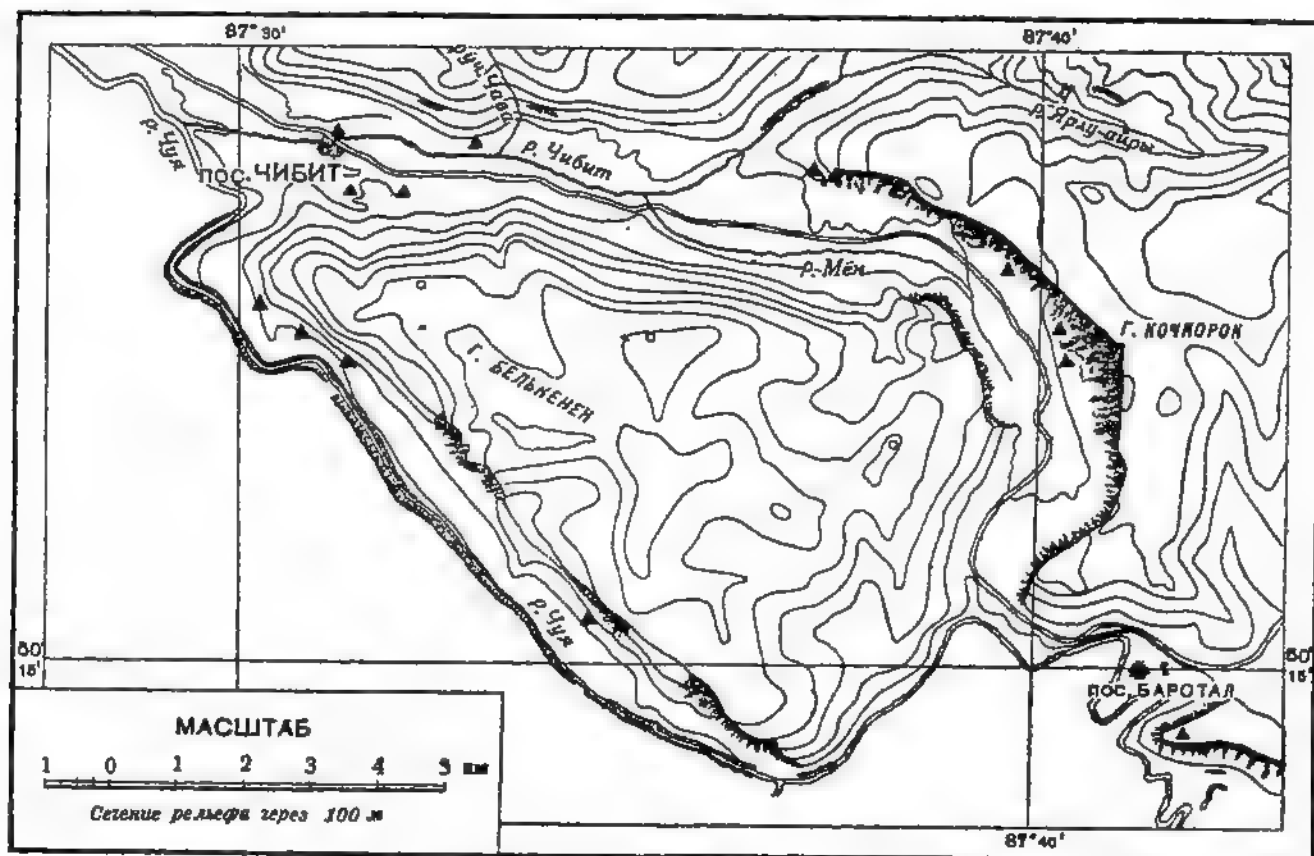


Рис. 8. Окрестности пос. Чибит и пос. Баротал; треугольниками обозначены места выходов протерозойских морских тиллитов в кутень-булукской свите.

Наилучшее обнажение этих брекчий находится в крутом правом склоне долины рч. Мён между 451-м и 453-м километрами Чуйского тракта, т. е. примерно в 11 км к В от пос. Чибит. Кроме того, они были найдены в самом пос. Чибит — в русле речки ниже моста, а также в правом ее берегу выше моста. Отдельные обломки известняков в зеленых сланцах найдены в трех местах к В и ЮВ от пос. Чибит. Помимо того, они безусловно имеются к С от пос. Чибит в крутом склоне долины Чибита, судя по тому, что эти образования были обнаружены в виде глыб, свалившихся со склона и покрывающих четвертичную морену.

Наконец, я нашел их в нескольких местах на южном склоне горы Белькене. Так, на тропе, идущей по правому склону долины Чуи, вдоль юго-западного склона этой горы, на протяжении 1.5 км было найдено 10 мелких и крупных совершенно неокатанных глыб этих брекчий, свалившихся со склона. Затем такие же образования были найдены к югу от главной

вершины гор Белькенек в подножье склона. Обломки этих брекчий лежат здесь на поверхности тектоического клина кембрийских известняков, указывая тем самым, что они в коренном залегании находятся в кутень-булукских сланцах гипсометрически выше кембрия; вместе с тем такие же брекчии и конгломераты были найдены в зеленых сланцах и у нижнего контакта кембрийских известняков со сланцами.

Среди красных песчаников и красных глинистых сланцев, выступающих в правом склоне долины рч. Мён, к востоку от того места, где Чибит поворачивает на запад, часто встречаются обломки и гальки песчаников и сланцев. Поскольку эти сланцы и песчаники образуют прослои в кутень-булук-

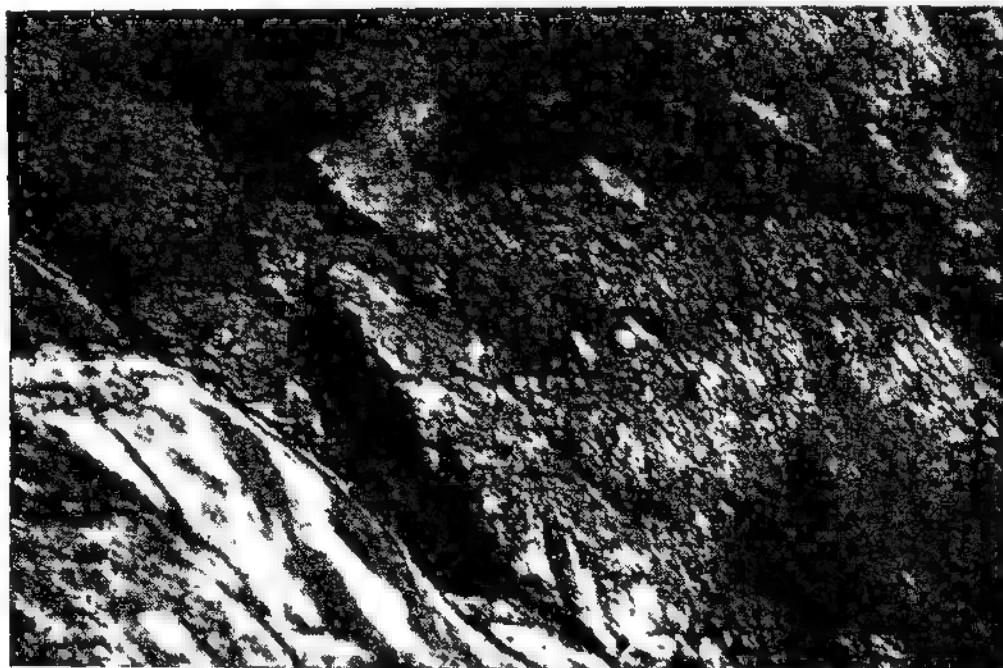


Рис. 9. Правый склон долины рч. Мён. На переднем плане слева щель, в которой течет Токой. За Токоем видно скопление угловатых обломков мрамора в неслоистом песчанике.

ской свите, наличие в них внутриформационных конгломератов надо объяснять той же причиной, что и образование вышеописанных брекчий. Несомненно, этого же происхождения и те немногочисленные гальки темных мраморов, которые рассеяны среди сланцев кутень-булукской свиты на правом склоне р. Чуи к ЮВ от пос. Баротал.

Все места, где были найдены указанные брекчии, показаны на рис. 8. Наилучшее обнажение всех этих брекчий находится в правом склоне долины рч. Мён, немного западнее горы Кочкордок, в том месте, где со склона высотой около 300 м низвергается небольшой водопад Токой. Там в полусклоне отчетливо видны угловатые обломки белых мраморов, беспорядочно распределенные в неслоистых граувакках и песчаниках темнозеленого цвета (рис. 9). Приблизительно в 150 м к ЮВ от водопада Токой, также в средней части склона среди неслоистых песчаников включен одинокий валун светло-серого известняка, хорошо окатанный и имеющий размер больше 2 м по длинной оси (рис. 10). Среди глыб, свалившихся со склона и покрывающих его подножье около описанных мест, можно найти большое количество этих брекчий, в которых отчетливо видны и различная степень насыщения породы угловатыми обломками, и различная величина обломков, и отсутствие слоистости в цементе, и наличие редких прослоев глинистого материала в неслоистом песчаном цементе. На рис. 11 представлена почти обычная брекчия, в которой лишь местами видно, что гальки известняка сидят в цементе обособленно одна от другой. На рис. 12 в цементе нет крупных обломков,

но довольно много мелких осколков белого мрамора и черной породы, беспорядочно разбросанных среди неслоистого грауваккового цемента. На рис. 13 виден одинокий крупный обломок мрамора, залегающий в неслоистом грубообломочном песчанике, а справа внизу отчетливо выделяется тонкий прослой глинистой (хлоритизированной) породы со следами ее смятия, происшедшими во время отложения.

Все эти брекчии в долине рч. Мён прослеживаются в правом ее склоне непрерывно на протяжении 1700 м. Характерно при этом, что все обломки пород принадлежат известнякам. Только изредка встречаются обломки



Рис. 10. Одинокий валун мрамора в неслоистых песчаниках кутеньбулукской свиты. Правый склон долины рч. Мён в 150 м к ЮВ от водопада Токой.

красных гематитовых силицилитов, черных силицилитов и эпидотовых пород; кроме того, был найден один обломок гранита. Брекчии, найденные в коренном обнажении русла Чибита и в правом его берегу, не отличаются от вышеописанных ни текстурой, ни составом обломков, ни цементом; только размер обломков не превышает 20 см (рис. 15). Замечательно, что и здесь был найден в брекчиях небольшой обломок гранита. В брекчиях юго-западного и южного склонов горы Белькенек мы тоже видим обломки и даже окатанные гальки известняков, но среди них был найден и обломок катаклазированного гранита.

Весьма показательно, что эти брекчии приурочены не только к юго-западному крылу протерозойской антиклинали. Они существуют и на ее северо-восточном крыле. Я обнаружил их в 30 км к ЮВ от пос. Чибит на южном склоне Курайского хребта, в русле горной речки, впадающей справа в рч. Курай, в 8 км к С от пос. Курай. Там эти брекчии сильно метаморфизованы и превращены в амфиболиты. Среди обломков в этих брекчиях найдены диабазы и гальки гранита (рис. 14).

Среди ледниковых валунов четвертичной морены, покрывающей дно долины Чибита и Мёна, часто встречаются крупные и мелкие валуны, выточенные, несомненно, из брекчий, выступающих около водопада Токой, судя по обилию в них обломков белого мрамора, включенных в темнозеленый цемент. Эти валуны я встречал и в самом пос. Чибит и в полувьемеке Чуй-

ского тракта, в 2 км восточнее этого поселка. Вместе с тем среди ледниковых валунов обнаружены и валуны значительно более сложного состава.

Самым интересным оказался хорошо отполированный валун свыше 2 м в поперечнике, который был вскрыт в пос. Чибит около тракта в строительном карьере, заложенном в четвертичной морене (рис. 16). Исследование этого валуна, который был нами взорван, показало, что он состоит не только из угловатых обломков белого известняка, но также из большого количества мелких обломков и хорошо окатанных галек различных пород. Как показывает микроскопическое исследование, эти породы представлены гранитами и гематитовыми силицилитами, не отличимыми от галек тех же пород в коренных обнажениях в долине рч. Мён. Кроме того, здесь есть микропегматитовый гранит, огнейсованный гранит, свежий эпидотизированный гранит, кварцевый порфир, фельзитовый порфир, габбро, диабаз, порфирит, различные слабо метаморфизованные сланцы, известняки, мраморы, а также полевошпатовые кварциты и черные силицилиты. Цемент валуна не отличается от цемента брекчий в долине рч. Мён. Подробное описание этих пород дано в приложении.

Второй хорошо окатанный ледниковый валун, имеющий в длину 75 см и выточенный из такой же породы, был найден около Чуйского тракта на северо-восточном склоне горы Ижедрү, т. е. к западу от пос. Чибит. Он представляет собой конгломерат из хорошо окатанных галек с редкими угловатыми обломками, которые включены в граувакковый цемент (рис. 17). Петрографический состав галек и обломков весьма разнообразен. Кроме гранитов, порфиритов, мраморов и сланцев, обращают внимание мелкие гальки и обломки гематитовых силицилитов. Состав цемента и наличие гематитовых силицилитов указывают на то, что этот валун произошел из той же коренной породы, как и вышеописанный крупный валун.

Однако у нас нет надежных данных утверждать, что оба эти валуна образовались именно из тех обнажений брекчий, которые выступают в долине рч. Мён около водопада Токой, ибо там мы не видели в брекчиях ни такого обилия магматических пород, ни столь хорошей окатанности обломков. Вернее предположить, что они принесены по долине Мёна и Чибита из другого обнажения. Вместе с тем наличие обломков и галек гематитовых силицилитов, которые присутствуют и в обоих валунах и в брекчиях около водопада Токой, говорит о том, что оба валуна произошли от разрушения одной и той же граувакковой свиты; только степень окатанности и петрографический состав обломков были весьма различны в разных ее частях. Коротко говоря, мы приходим к выводу, что аналог брекчий кутень-булукской свиты надо искать и в других местах вне описываемого района. В пользу такого вывода говорит следующий факт. Примерно в 4 км к югу от водопада Токой мы нашли около Чуйского тракта небольшой, но хорошо окатанный валун, выточенный из такой же брекчии. Значение этой находки заключается в том, что в склонах долины рч. Мён эти брекчии отсутствуют на всем протяжении от долины Чуи к северу вплоть до места находки этого валуна. Значит, валун был принесен издалека, т. е. со стороны Курайской степи или с Северных Чуйских Альп. И действительно, подобные брекчии, как мы видели, существуют в Курайском хребте к северу от пос. Курай. Однако я думаю, что эти валуны происходят не из указанного места в Курайском хребте, а из другого участка, так как цемент породы этих валунов не превращен в амфиболит.

Насколько широко распространены эти своеобразные брекчии, можно судить по тому, что окатанные валуны и крупные гальки, выточенные из этих пород, мы находили среди речных наносов р. Эсконго и р. Кара-Куджур, где они являются, повидимому, остатками перемытых четвертичных морен.



Рис. 11. Морской тиллит. Ясно видно отсутствие слоистости и сортировки угловатых обломков известняка. Долина рч. Мён около водопада Токой. $\frac{2}{3}$ нат. вел.

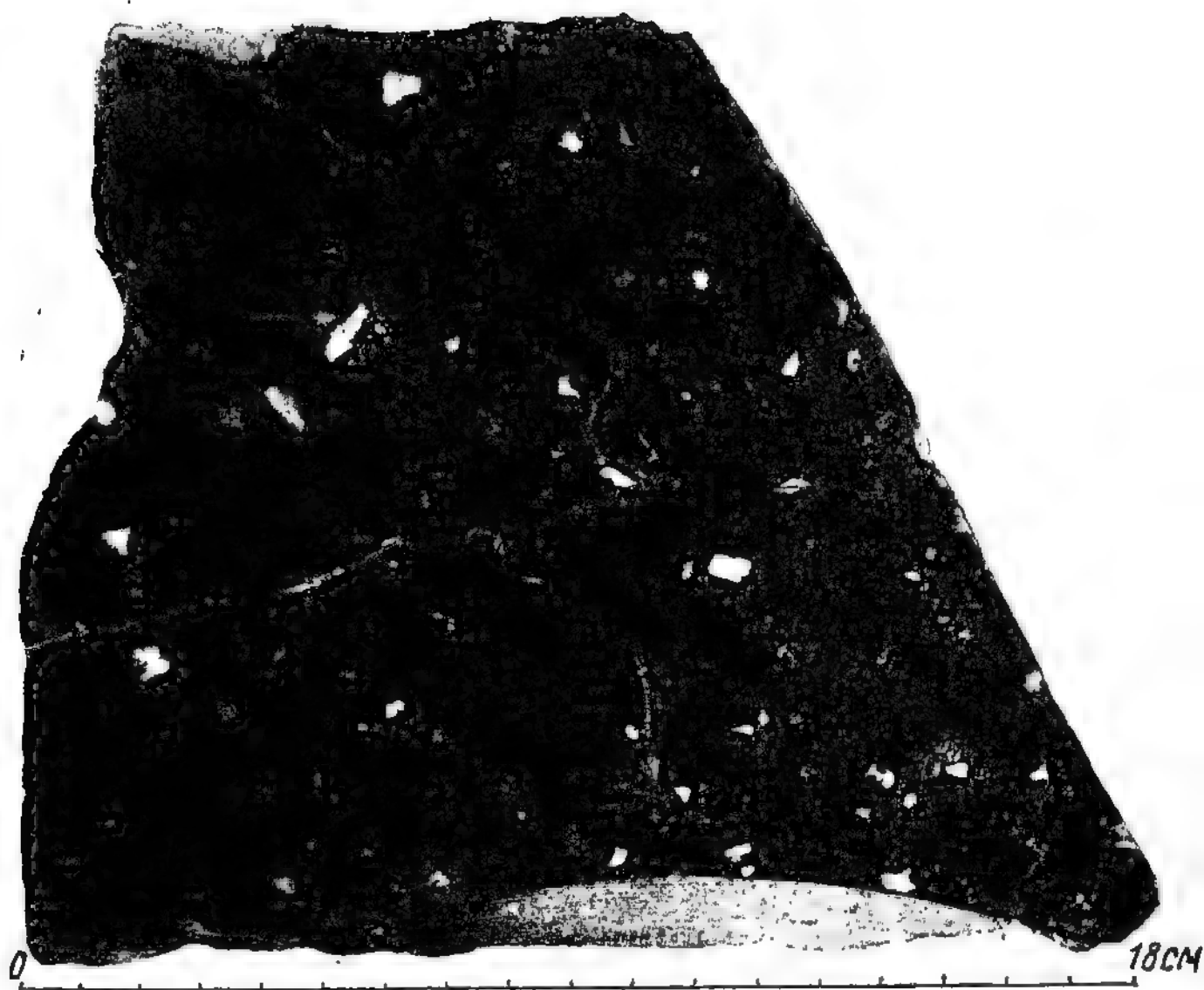


Рис. 12. Морской тиллит с мелкими осколками белого мрамора, беспорядочно распределенными в мелкозернистом песчанике. Там же, где и рис. 11. $\frac{2}{3}$ нат. вел.



Рис. 13. Морской тиллит. Одиночный обломок известняка в хлоритизированном песчанике. Справа внизу виден прослой глинистой, хлоритизированной породы. Долина рч. Мён.
 $\frac{1}{2}$ нат. вел.

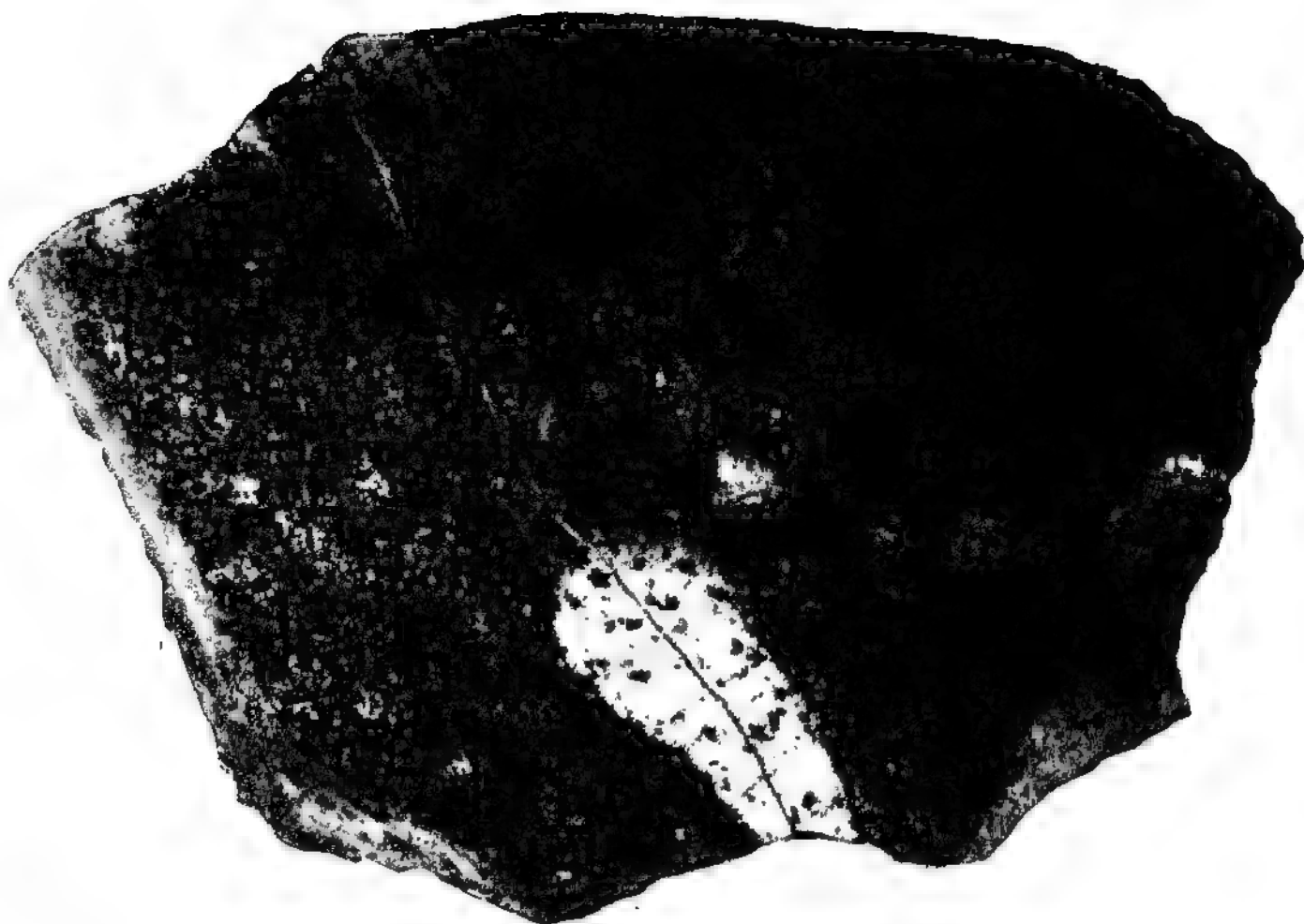


Рис. 14. Амфиболитизированный тиллит с галькой гранита. Южный склон Курзайского хребта в 8 км к северу от пос. Курай. Немного уменьшено.

Все вышеописанные брекчии можно было бы считать протерозойскими пролювиальными образованиями на основании отсутствия в них сортировки, слоистого расположения, а также угловатой формы большинства обломков, что так хорошо видно в коренных обнажениях долины рч. Мён. Однако это объяснение нельзя принять по следующим соображениям.



Рис. 15. Коренной выход протерозойского морского тиллита в русле рч. Чибит. в 5 м ниже моста в пос. Чибит. В граувакке видно много обломков известняка.

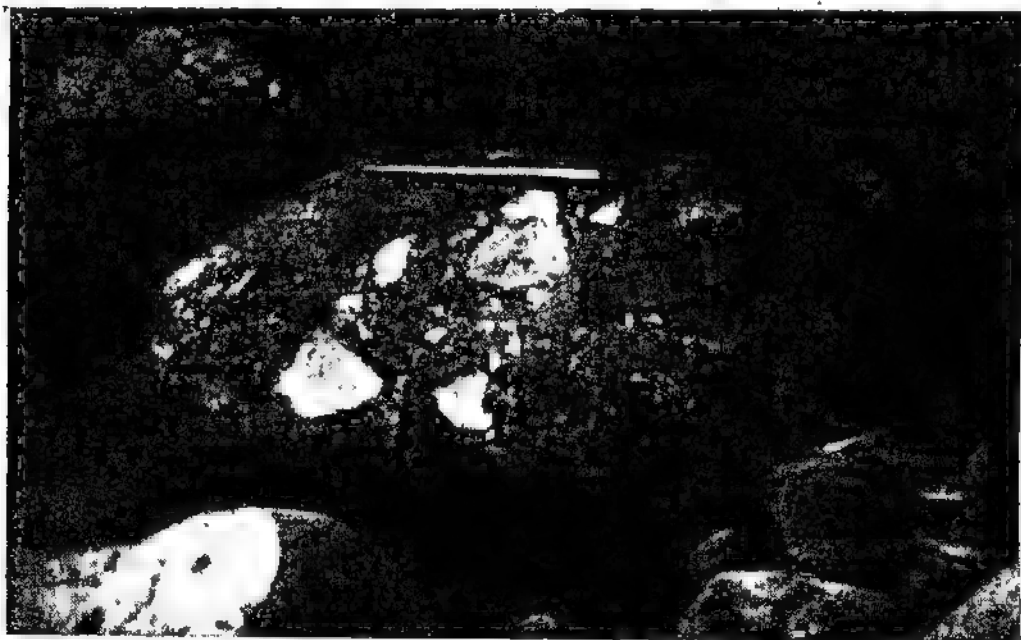


Рис. 16. Валун четвертичной морены, выточенный из протерозойского морского тиллита. В грауванковом цементе много обломков белого известняка; видны темные гальки изверженных пород. Пос. Чибит.

Кутепь-булукская свита лежит на снисейской совершенно согласно и без всяких следов перерыва. Мощность снисейской свиты, даже при осторожном подсчете, равна не менее 3000 м. Следовательно, берег моря во время отложения кутепь-булукской свиты был очень далеко. Между тем около водопада Токой среди мелкозернистых зеленых песчаников был обнаружен

одинокий валун мрамора свыше 2 м по длинной оси. Столь большой и к тому же одиночный валун не мог быть принесен пролювиальными водами издалека.

Но можно было бы допустить и другое объяснение. Предположим, что после отложения енисейской свиты наступило эпейрогеническое поднятие и плоская суша стала подвергаться размыву, вынося пролювиальный материал в окружающее море, в котором происходило отложение пород кутень-булукской свиты. Затем суша опустилась и была покрыта кутень-булукским морем. Образовавшееся таким способом скрытое несогласие не может быть в настоящее время обнаружено, так как протерозойские свиты сильно дислоцированы. При таком объяснении, казалось бы, становятся вполне понятными те обильные обломки белых мраморов и редкие обломки черных силицилитов, которые мы видим в брекчиях около водопада Токой. Естественно думать, что обломки этих пород образовались за счет разрушения верхних горизонтов енисейской свиты. Однако и это объяснение приходится отвергнуть, и вот почему.

Во-первых, наличие обломков гематитовых силицилитов, которые отсутствуют в енисейской свите, становится непонятным. Во-вторых, присутствие обломков гранита указывает на то, что енисейская свита была прорвана гранитом и настолько сильно размыта, что апикальные части гранитного интрузива обнажились и стали подвергаться размыву. Но трудно себе представить, чтобы енисейская свита была прорвана интрузией без предварившей ее складчатости, ибо эта свита имела очень большую мощность и была достаточно мягкой. Мало того, обломок сильно катаклазированного гранита, найденный в сланцах на юго-западном склоне горы Белькенск, указывает на сильные дислокационные процессы, происшедшие после гранитной интрузии, но до отложения кутень-булукской свиты. Следовательно, мы приходим к выводу, что между енисейской и кутень-булукской свитами намечается такой перерыв, следы которого едва ли могли быть впоследствии затупеваемы складчатостью. Размеры этого перерыва станут еще более отчетливыми, если мы вспомним тот весьма сложный состав, который имеют два вышеописанных валуна, найденных среди морен четвертичного оледенения и выточенных из этих пород. В самом деле, мы видели в них габбро, различные граниты, кварцевые порфиры, порфирит и диабаз. Очевидно, что та суша, с поверхности которой сносился весь этот материал, имела сложное геологическое строение. Не может быть, чтобы осадочная свита этой суши не претерпела сильной дислокации при таком сложном вулканическом цикле. Но если это так и если этой суши являлась енисейская свита, то между ней и кутень-булукской свитой должно быть крупное угловое несогласие и следы большого размыва, чего мы в действительности не наблюдаем. Больше того, на весьма значительной площади распространения енисейских известняков в Курайском и Айгулакском хребтах мы не видим таких магматических пород, которые были бы древнее кутень-булукской свиты. Наконец, надо подчеркнуть, что между обеими свитами не только нет перерыва, но имеется убедительное доказательство непрерывности процесса отложения в виде промежуточной толщи.

Поэтому всем этим брекчиям я принужден дать иное объяснение. Я полагаю, что они получились за счет размывания какой-то суши, которая выступала далеко в стороне от площади распространения енисейской и кутень-булукской свит, отлагавшихся в одном морском бассейне. Эта суша во время отложения кутень-булукской свиты подверглась оледенению, и спускавшиеся с ее поверхности ледники сносили угловатый материал, к которому около берега моря присоединялся прибрежный галечник, вмороженный в основание ледника. Затем айсберги разнесли этот материал на большое расстояние, образуя ледниково-морские осадки.

При таком объяснении все становится понятным. Во-первых, вполне понятен 2-метровый одинокий валун, залегающий среди мелкозернистых грау-



Рис. 17. Морской тиллит. Продольный разрез валуна четвертичной морены, найденного на северо-восточном склоне горы Ижедрү. В граувакковом цементе много галек и обломков различных пород. $\frac{1}{5}$ нат. вел.

вакн. Во-вторых, понятно, почему скопления чуждых обломков не имеют вида резко очерченного прослоя, а местами наблюдаются даже отдельные обломки. В-третьих, понятно странное сочетание угловатых обломков мягких мраморов, залегающих вместе с хорошо окатанными гальками твердых магматических пород. В-четвертых, становится очевидным, что обломки черных силицилитов, очень похожих на силицилиты еписейской свиты, а также гематитовых силицилитов имеют более древний возраст и происходят из совершенно иной свиты. В-пятых, местная слоистость, которая изредка наблюдается среди неслоистых песчаников, также понятна, — тем более, что она встречается и в таких ледниково-морских осадках, происхождение которых доказано. К этому надо добавить, что полевые шпаты и пироксены в хлоритизированных песчаниках кутень-булукской свиты поражают своей свежестью и слабой окатанностью, что также свойственно ледниковым отложениям.

Я полагаю, что ледниково-морские осадки Айгулакского и Курайского хребтов следует сопоставлять с протерозойскими морскими тиллитами Кузнецкого Алатау и западного склона Восточного Саяна [47, 50]. Если это так, то кутень-булукская свита описываемого участка Горного Алтая действительно соответствует кутень-булукской свите юга Средней Сибири и имеет безусловно протерозойский возраст.

Кембрий (?)

На водоразделе между Бельгебашем и Озерной котловиной проходит узкая полоса мраморов около 11 км в длину. Начинаясь за пределами нашего участка, она впервые обнажается на вершине и склонах гольца, который расположен к востоку от главного (правого) истока Ербалыка и названа гора Мраморная. От этой вершины полоса мраморов непрерывно продолжается к ВЮВ, пересекая истоки р. Эсконго; затем она плавно загибается к ЮВ, слагая вершину гольца в истоках ручья Промежуточного, и пересекает долину рч. Хорумду-Айры. После этого полоса мраморов загибается к ЮЮВ, пересекает долину Айряша и выклинивается к Ю от этой речки. В долине ручья Тон-гол она уже совершенно отсутствует. По направлению к югу мощность полосы убывает постепенно: на горе Мраморной ее мощность около 500—600 м, а в долине Хорумду-Айры она не превосходит 100—120 м.

В крутых склонах упомянутых рек, поднимающихся на 500—600 м над дном своих долин, полоса мраморов обнажается отчетливо и всюду падает к ЮЗ $\angle 55-65^\circ$, как это видно по слоистости и прослоям в ней других пород. Мраморы залегают на сланцах кутень-булукской свиты. На мраморах лежит пачка мягких глинистых сланцев около 70—100 м мощностью. Эта полоса сланцев наблюдается на юго-восточном склоне горы Мраморной, в верховьях ручья Промежуточного и доходит до водораздела между Хорумду-Айры и Айряшем, где отчетливо видно, как она выклинивается. На всем этом пространстве и дальше к югу глинистые сланцы и мраморы перекрываются базальным конгломератом красноцветной толщи. В самой пачке глинистых сланцев имеются тонкие прослои известняков и песчаников, а также редкие прослойки конгломератов с галькой белого известняка, как это видно в левом склоне Хорумду-Айры около дна долины.

Существенного углового несогласия между пачкой сланцев и нижележащих мраморов незаметно, а некоторое различие, которое кое-где выступает, я объясняю тем, что глинистые сланцы местами сильно помяты; кроме того, в основании пачки глинистых сланцев нет базального конгломерата. Последнее обстоятельство особенно наглядно замечается в самой верхней части левого склона Хорумду-Айры, т. е. почти на вершине хребта, где контакт между мраморами и пачкой сланцев закрыт лишь на 20 см в ширину.

Полоса мраморов в южной своей части, т. е. от ручья Промежуточного к

югу, не содержит прослоев других пород. Только изредка в ней встречаются мелкие обломки белых крупнозернистых мраморов. Кроме того, в истоках ручья Промежуточного в черных мраморах обнаружены тонкие прослойки и линзочки мягкого глинистого сланца, толщина которых не превышает 1 см. Но в северо-западной части полосы мраморов, где ее мощность значительно больше, в ней обнаружены прослои различных пород. Так, например, на горе Мраморной в ее северной половине я обнаружил три прослоя желтовато-бурого серицито-кварцевого песчаника, имеющего значительную примесь глинистого материала. Толщина каждого прослоя, судя по высыпкам, не превышает 1.5 м.

Еще более сложен разрез мраморной толщи в верховьях Эсконго. Там в двух отрогах, выступающих между тремя истоками этой речки, кембрийская свита мощностью около 500 м состоит из следующих трех ярусов:

Верхний ярус, мощность 50 м	2) Зеленоватые глинистые сланцы 1) Чистые светлосерые мраморы
Средний ярус, мощность 150 м	Переслаивание известняков со сланцами; отдельные прослои сланцев достигают 40 м толщины; среди сланцев—прослои конгломератов.
Нижний ярус, мощность около 300 м	2) Переслаивание мраморов и глинистых сланцев; мощность прослоев от 1 до 8 м, но имеются и более крупные прослои. 1) Чистые светлосерые мраморы

Исследование одного шлифа показало, что среди сланцев среднего яруса встречаются сильно метаморфизованные туфы кварцевого порфира.

Никаких органических остатков нам не удалось найти ни в мраморах, ни в сланцах; даже своеобразные сетчатые образования, которые в двух местах были найдены в мраморах, оказались при исследовании под микроскопом тонкими переплетающимися жилками кальцита. Тем не менее я отношу эту свиту к кембрию на основании очень характерного вида мраморов, которые не отличимы от хорошо мне известных кембрийских мраморов Кузнецкого Алатау и западного склона Восточного Саяна. Это — мелкокристаллические, даже скрытокристаллические мраморы белого и светлосерого цвета, среди которых встречаются совершенно черные разновидности. Отличительной особенностью этих мраморов является не цвет и не запах, а чрезвычайная их мелкозернистость и большая твердость, даже хрупкость, вследствие чего при разбивании молотком они распадаются на обломки с острым, режущим краем. Ничего подобного я нигде не наблюдал у енисейских известняков, тогда как для кембрийских мраморов юга Средней Сибири эти свойства обычны. Эти известняки, будучи разбиты системами трещин, подвергаются на вершинах гор морозному выветриванию и распадаются на длинные бруски и толстые плитки, образующие плитчато-столбчатый элювий. Этот элювий или свободно лежит на поверхности гольца без всякой дресвы, или образует своеобразную щетку, представляющую собой начало образования элювия (рис. 18). Когда идешь по поверхности этого элювия, обломки мрамора издают хрустальный звон, — точно идешь по кварцитам. Эта своеобразная особенность присуща, повидимому, этим же мраморам и в других частях Горного Алтая [9].

Весьма показательны, что эти мраморы содержат очень небольшое количество магния, согласно данным следующих анализов (в %):

	I	II
CaCO_3	97.91	89.52
MgCO_3	0.67	0.82
Fe_2O_3 Al_2O_3	0.20	1.20
Остаток, не растворимый в HCl	0.30	7.37
Сумма	99.14%	98.91%

Первый (I) образец был взят в левом склоне долины р. Хорумду-Айры около дна долины, второй (II) — с вершины горы Мраморной. Сравнение анализов этих известняков с анализами известняков енисейской свиты показывает, что они одинаковы по незначительному количеству магния, и все различие между ними заключается лишь в количестве терригенных примесей.



Рис. 18. Полоса кембрийских мраморов (I), залегающая между кутень-булукской свитой (II) и красноцветной свитой верхнего силура (III). На переднем плане плитчатый элювий кембрийских мраморов. Снято с вершины гольца в истоках ручья Промежуточного. Вид на юг. Вдали Северные Чуйские Альпы.

В заключение необходимо указать одну особенность в залегании описанной полосы кембрийских пород. Она выклинивается не только по простиранию, как я уже писал, но и по падению. В самом деле, проследивая эту свиту в верховьях Эсконого в обрыве большого кара, высотой около 600 м, мы не видим различия в мощности этой полосы около уреза воды и на вершине горы Мраморной, так что эта толща в 500 м мощностью, очевидно, уходит далеко вглубь. Но на правом склоне Хорумду-Айры полоса мраморов суживается сверху вниз, что особенно хорошо заметно, если смотреть на нее издалека, с вершины левого склона долины этой речки (рис. 19).

Еще более отчетливая картина вскрывается в обоих склонах долины Айрыша. На правом склоне этой долины полоса мраморов, которая вверху имеет около 100 м в ширину, примерно в половине склона, даже несколько выше, сужается до 4—6 м (!). На левом же склоне, где ее ширина вверху не превышает 80 м, в середине склона она уменьшается до 20 м.

Так как на кембрийских отложениях на всем их простирании лежит красноцветная свита с базальным конгломератом из галек нижележащих пород, то очевидно, что выклипывание полосы кембрийских пород и по падению, и по простиранию есть следствие того размыва, которому подверглась эта свита до отложения базального конгломерата красноцветной толщи.

Соотношение между кембрием и протерозоем

Кембрийские мраморы всюду лежат непосредственно на кутень-булукской свите, и ни в одном обнажении не было найдено между ними никаких признаков базального конгломерата ни в коренных выходах, ни в осыпях; даже ни одной гальки не было встречено. Кроме того, не было найдено ни-

каких признаков тектонической брекчии. Правда, контакт между свитами всюду закрыт или осыпью, или травой, но это закрытое пространство между коренными обнажениями невелико. Так, на северном склоне горы Мраморной расстояние между коренными выходами обеих свит не превышает 4 м. Между истоками р. Эсконого довольно крутая поверхность отрога в области контакта засыпана крупными обломками и глыбами кембрийских мраморов на 10 м в ширину.

В верховьях ручья Промежуточного поверхность контакта между известняками и зелеными сланцами закрыта всего лишь на 1.5—2 м. На левом склоне р. Хорумду-Айры, в верхней части склона, контакт представляет собой небольшой ложок, заполненный крупными глыбами зеленых сланцев и мраморов, причем расстояние между коренными выходами обеих свит не больше 3.5 м; небольшая расчистка, произведенная мной на дне этого ложа, показала, что среди этих глыб нет ни одного обломка конгломерата.

В обоих склонах долины р. Айряш полоса контакта закрыта также не более чем на 3—4 м в ширину. Склоны этой долины наиболее показательны, потому что в них полоса мраморов пересекается долиной вкрест простираения; поэтому конгломераты или брекчии трения безусловно были бы обнаружены в осыпях, если бы они существовали.

Таким образом, в основании кембрийской толщи базальный конгломерат или совершенно отсутствует, или его мощность очень невелика. Полное отсутствие галек и обломков конгломерата даже в осыпях крутых склонов заставляет меня думать, что базальный конгломерат практически отсутствует.

Следовательно, надо полагать, что трансгрессия кембрийского моря происходила на пенепленизированную поверхность и не сопровождалась образованием обычных прибрежных фаций в виде песчаников и конгломератов.

Правильность такого вывода станет особенно очевидна лишь в том случае, если нам удастся доказать, что кембрийские известняки залегают на кутень-булукской свите автохтонно, а не по тектоническому контакту. Этот вопрос я освещу впоследствии, когда мы ознакомимся с общей тектоникой описываемой площади, а пока примем, что кембрийские отложения лежат на протерозое действительно автохтонно.

Нам остается рассмотреть еще один существенный вопрос, а именно размер перерыва между кембрием и кутень-булукской свитой. В ряде обнажений можно наблюдать, что сланцы кутень-булукской свиты имеют сланцеватость, совпадающую со слоистостью, которая простирается на СЗ и круто падает к ЮЗ. Такие явления можно наблюдать в верховье Хорумду-Айры, а также в верховьях ручья Промежуточного. Затем между истоками р. Эсконого зеленые сланцы с пластом черного силицилита также падают к ЮЮЗ, т. е. под кембрийские известняки.

Таким образом, создается впечатление, что между обеими свитами нет углового несогласия. Однако более внимательное изучение заставляет отказаться от этого вывода. В самом деле, в долине рч. Хорумду-Айры, в нескольких десятках метров к востоку от кембрийских известняков, — там, где в главный ручей впадает справа крупный приток, зеленые сланцы имеют широтное простираение с падением к Ю $\angle 65^\circ$. Тут же поблизости выступают утесы зеленых сланцев, которые сгфрированы мелкими складочками СВ. простираения. Затем, немного дальше вверх по долине, в зеленых сланцах видно падение слоистости под крутым углом к СВ. Наконец, в верхней части левого склона долины Хорумду-Айры, т. е. около водораздела с бассейном Айряша, зеленые сланцы в 3.5 м от кембрийских мраморов простираются в направлении 320° , причем, если судить по обнажениям около дна долины, они падают к ЮЗ $\angle 65^\circ$. В долине ручья Тон-гол (рис. 7) в зеленых сланцах также отчетливо видна сложная складчатость, которая возникла до начала отложения красноцветной свиты. Она, очевидно, образовалась и до отло-

жения кембрийских мраморов, так как между Тон-голом и Айряшем эта складчатость совершенно не отразилась на кембрийских мраморах.

При описании тектоники кутень-булукской свиты я уже указывал, что она не только собрана в складки СЗ простирания, но и деформирована новым давлением, которое образовало на фоне первоначальных складок новые складки различного направления. Теперь, в свете только что изложенных фактов, становится ясно, что эта вторая складчатость в кутень-булукской свите возникла до начала отложения кембрийских осадков. Больше того, если взглянуть на карту, то нетрудно заметить, что кутень-булукская свита подверглась сильному размыву после повторной деформации, но до начала кембрия, ибо мощность кутень-булукских сланцев в истоках Эсконого много меньше их мощности на широте долины Айряша.



Рис. 19. Правый склон долины рч. Хорумду-Айры, сложенный нижним девонem, красноцветной свитой верхнего силура, кембрием и протерозоем. Снято в направлении на СЗ с кембрийских известняков, выступающих между Хорумду-Айры и Айряшем. Внизу (справа налево) течет рч. Хорумду-Айры.

Наконец, следует обратить внимание на то, что в истоках Чулындаша и Эсконого полоса кембрийских пород и контакт между протерозойскими свитами изогнуты в противоположных направлениях. Не предрешая вопроса о времени образования кембрийской дуги, я укажу, что изгиб контакта между протерозойскими свитами, очевидно, сформировался до отложения кембрийских осадков, ибо образование этого изгиба не отразилось на тектонике последних. Если это так, значит я, повидимому, правильно поступил, когда рассматривал изгибание контакта между протерозойскими свитами как процесс очень древний (см. стр. 112—114).

Но и это—не все. В верховьях ручья Промежуточного кембрийские мраморы содержат тонкие прослойки мягких глинистых сланцев; они наблюдаются в расстоянии всего лишь 1—2 м от контакта с зелеными сланцами кутень-булукской свиты. Растворяя в соляной кислоте эти прослойки и изучая под микроскопом остаток, имеющий вид мелкозернистого темносерого порошка, я не мог найти в нем ни листочков хлорита, ни зерен эпидота. Исследование более крупных слоев этих сланцев под микроскопом также показало полное отсутствие в них даже малейших признаков хлорита; только в одном образце сланца, взятом около кварцевой жилы, удалось обнаружить небольшое количество этого минерала. Значит, состав самих сланцев таков, что хлорит мог в них образовываться, но он образовался лишь в одном месте под влиянием гидротермальных процессов.

Между тем зеленые сланцы кутень-булукской свиты всюду изобилуют хлоритом, к которому примешивается эпидот, местами в больших количествах. Эти минералы являются следствием регионального метаморфизма, происходившего в эпизоне.

Сопоставляя это явление с отсутствием следов регионального метаморфизма в прослоях глинистых сланцев среди кембрийских известняков, я прихожу к выводу, что повсеместная хлоритизация и эпидотизация сланцев кутень-булукской свиты также являются процессом, который произошел до отложения кембрийских осадков.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что по отношению к битумам такого различия мы не замечаем, ибо ни черные енисейские известняки, ни черные разновидности кембрийских известняков при обработке их бензолом и серным эфиром не окрашивают этот последний, хотя обработка производилась в аппарате Сокслета в течение 30 часов для бензола и 16 часов для эфира.

Подводя итоги, мы видим, что размер перерыва между кембрием и кутень-булукской свитой протерозоя определяется следующими процессами: 1) образование в протерозойских свитах складок СЗ простирания; 2) деформация этих складок; 3) слабый, но региональный и свойственный эпизоне метаморфизм кутень-булукских сланцев; 4) эрозионный цикл, который довел наш участок до состояния пепелена, существование которого доказывается полным отсутствием базального кембрийского конгломерата на протяжении 11 км; 5) эпейрогеническое опускание, вызвавшее трансгрессию кембрийского моря.

При этом не исключена возможность, что метаморфизация свит предшествовала деформации, т. е. второму процессу; но для точного решения этого вопроса у меня еще нет достаточного материала.

Поскольку нам пока не известен точный возраст вышеописанных кембрийских отложений, я не могу утверждать, что все процессы, которые произошли во время этого перерыва, являются протерозойскими. Последние два процесса, повидимому, следует считать кембрийскими; по первые три процесса я склонен относить к протерозою, как я объясню впоследствии.

Салаирская складчатость (?)

Полоса кембрийских пород на всем их протяжении в 11 км покрывается с юго-западной стороны базальным конгломератом красноцветной толщи. Кроме того, отчетливо видно, что крупная пликтивная дислокация кембрийской свиты произошла уже после отложения красноцветной свиты. Поэтому естественно прийти к выводу, что кембрийские отложения, судя по их размыву, подверглись лишь эпейрогеническому поднятию и опусканию, но они не испытали складчатости до отложения красноцветной толщи. Однако это, повидимому, не так, — и вот почему.

Если с северного склона горы Мраморной от контакта кембрийских мраморов и зеленых сланцев взять направление на тот же контакт в истоках Эсконго, а этот удаленный контакт видеть отчетливо, то азимут окажется равным 100° ; в то же время простирание прослоев серицитовых кварцитов в кембрийских мраморах в северной части горы Мраморной имеет направление 120° . Это различие в 20° я объясняю тем, что в кембрийских отложениях существует своя, пологая, складчатость, причем оси этих пологих складок круто падают согласно главному падению всей полосы мраморов, т. е. в направлении на ЮЗ $\angle 65^\circ$. Если всей свите мраморов придать горизонтальное, т. е. первоначальное, положение, то окажется, что оси пологих складок будут иметь СВ направление. Следовательно, кембрийские отложения были собраны в пологие складки СВ направления еще до размыва кембрия и до отложения красноцветной свиты.

Очень возможно, что это — следы таконийской фазы каледонской складчатости; но не исключена возможность, что это — салаирская складчатость. Я не настаиваю на правильности такого вывода, ибо одного наблюдения явно недостаточно; но я ставлю эту задачу перед будущими исследователями. Вместе с тем очевидно, что следы этой складчатости, если она существует, проявились в очень слабой степени.

Этот вывод позволяет нам осветить и тот вопрос о залегании кембрия на кутень-булукской свите, о чем я писал выше на стр. 126. В самом деле, если клиновидная полоса кембрия не является автохтонным останцом, то дизъюнктивный контакт может быть только в лежащем боку кембрийских мраморов, ибо в их висячем боку мы видим базальный конгломерат красноцветной свиты (верхнего силура). Однако предположение о таком дизъюнктивном контакте приходится отвергнуть по следующим соображениям. Этот контакт не мог произойти до начала отложения верхнего силура, ибо в это время, как мы установили, не было крупных дислокационных явлений после отложения кембрийских осадков. Но этот дизъюнктивный контакт не мог возникнуть и тотчас после отложения верхнего силура, ибо этот последний отделен от девона лишь следами размыва и очень небольшим угловым несогласием, исключающим наличие мощных тангенциальных движений, как мы увидим впоследствии. Наконец, этот тектонический контакт не мог произойти и после нижнего девона, потому что девон, силур и кембрий согнуты в виде синклинали, которая в плане оказывается изогнутой, причем в выпуклой части этой дуги не видно никаких дизъюнктивных перемещений.

Следовательно, кембрийские известняки лежат на протерозое автохтонно.

Кембрий горы Белькенек

На южном склоне горы Белькенек в нижней части среди сланцев и песчаников кутень-булукской свиты была обнаружена крупная полоса белых мраморов. Она имеет СЗ простирание и около 150 м в длину при ширине в несколько десятков метров.¹ Осмотренный нами юго-западный контакт мраморов со сланцами очень резок; противоположный контакт сильно размыт и труднодоступен для изучения. К ЮВ эта полоса постепенно выклинивается, и дальше по линии ее простирания отчетливо видны среди зеленых сланцев довольно крупные обломки тех же мраморов, включенные в сланцы и вытянутые в виде цепочки. Вся линза мраморов представляет собой тектонический клин, видимо не очень глубоко уходящий в толщу сланцев. Возраст мраморов неизвестен, но по своей мелкозернистости и по излому они неотличимы от вышеописанных кембрийских мраморов.

Характерно, что в зеленых песчаниках около контакта обнаружены гальки и обломки различных пород, преимущественно белых известняков. На поверхности мраморов также найдены неокатанные глыбы зеленых песчаников с такими же обломками и гальками; это доказывает, что подобные образования находятся в коренном залегании и выше полосы мраморов, в верхней или в средней части склона горы Белькенек. Эти конгломераты являются, как я уже писал, морскими тиллитами.

Свита неопределенного возраста

На северо-востоке исследованной площади выступает особая толща слабо метаморфизованных пород, которая тянется от оз. Кок-куль до оз. Чубек-куль и дальше к ЮВ. В своей средней части она повидимому всюду лежит непосредственно на енисейской свите. Но дальше к СЗ, т. е. между долиной

¹ Размеры этой полосы на карте сильно преувеличены.

Кара-Куджура и устьем Эсконго, она залегает на красноцветной свите верхнего силура. Последнее обстоятельство и создает неопределенность ее стратиграфического положения.

Эта свита сложена тонкослойными, плитчатыми, местами даже листоватыми известково-хлоритовыми и хлоритово-известковыми сланцами, а также зеленоватыми песчаниками и темносерыми, почти черными известняками. Все эти породы переслаиваются между собой; мощность отдельных прослоев не превышает нескольких метров, а во многих местах уменьшается до нескольких миллиметров и даже меньше, образуя тонкое переслаивание вышеуказанных разновидностей (рис. 20 и 21).

Вместе с тем кроме этих сланцев встречаются и такие разновидности, которые неотличимы от зеленых сланцев кутень-булукской свиты. Подобные породы были встречены в коренных обнажениях восточнее оз. Кок-куль; кроме того, в виде крупных неокатанных глыб, свалившихся со склона, они были замечены в верхнем течении долины Кара-Куджура и к ЮВ от оз. Чубек-куль у подножья склона.

По своим литологическим признакам эта свита отчасти напоминает кутень-булукскую. Но с другой стороны она имеет отличительные особенности. Во-первых, степень регионального метаморфизма этой свиты в общем слабее, чем у кутень-булукской. Во-вторых, в ней достаточно много прослоев черных известняков. В-третьих, в ней не было обнаружено ни одного прослоя силицилитов. Наконец, в ней очень резко выражена ленточная текстура и слоистость вообще, что не характерно для кутень-булукской свиты.

Очень может быть, что рассматриваемая свита является эквивалентом такой же свиты с ленточной текстурой, которую А. С. Мухин обнаружил в Курайском хребте в 40 км к востоку от Айгулакского хребта [21]. Там эта ленточная свита оказывается моложе другой, так называемой «динамометаморфической» свиты А. С. Мухина, в которой нетрудно узнать кутень-булукскую свиту по наличию в ней прослоев силицилитов. Ленточную свиту А. С. Мухин условно относит к силуру. Если это — так, то ее следует отнести к нижнему силуру, как мы увидим впоследствии.

В нашем участке свита неопределенного возраста повидимому надвинута с СВ и перекрывает кутень-булукскую свиту на всем протяжении между озерами Сарулу-куль и Чубек-куль. Только вдоль восточного берега оз. Чубек-куль из-под этой свиты выступают известняки енисейской свиты, переслаивающиеся с зелеными сланцами. Впрочем, я должен подчеркнуть, что нам не удалось непосредственно наблюдать самый надвиг, и его существование мы выводим лишь на основании сопоставления свит, выступающих к востоку и к западу от северного конца оз. Чубек-куль.

Наконец, я не исключаю того, что состав этой свиты значительно сложнее, так как породы ее северной части, расположенные к В от оз. Кок-куль, совершенно неотличимы от кутень-булукской свиты. Кроме того, сланцы к В от оз. Кок-куль круто падают к СВ, а местами даже стоят вертикально, тогда как восточнее оз. Чубек-куль они падают к СВ $\angle 30^\circ$ и собраны в очень мелкие складки (рис. 20 и 21).

Красноцветная свита и девон

Общая характеристика

В западной части описываемой площади лежит мощный комплекс осадочных пород, который по своему литологическому составу резко распадается на две свиты. Верхняя свита представлена породами темносерого и черного цвета; нижняя состоит из темнокрасных пород.

Верхняя свита очень богата фауной, состоящей из кораллов, брахиопод, мшанок и редких члеников криноидей, на основании чего ее возраст в

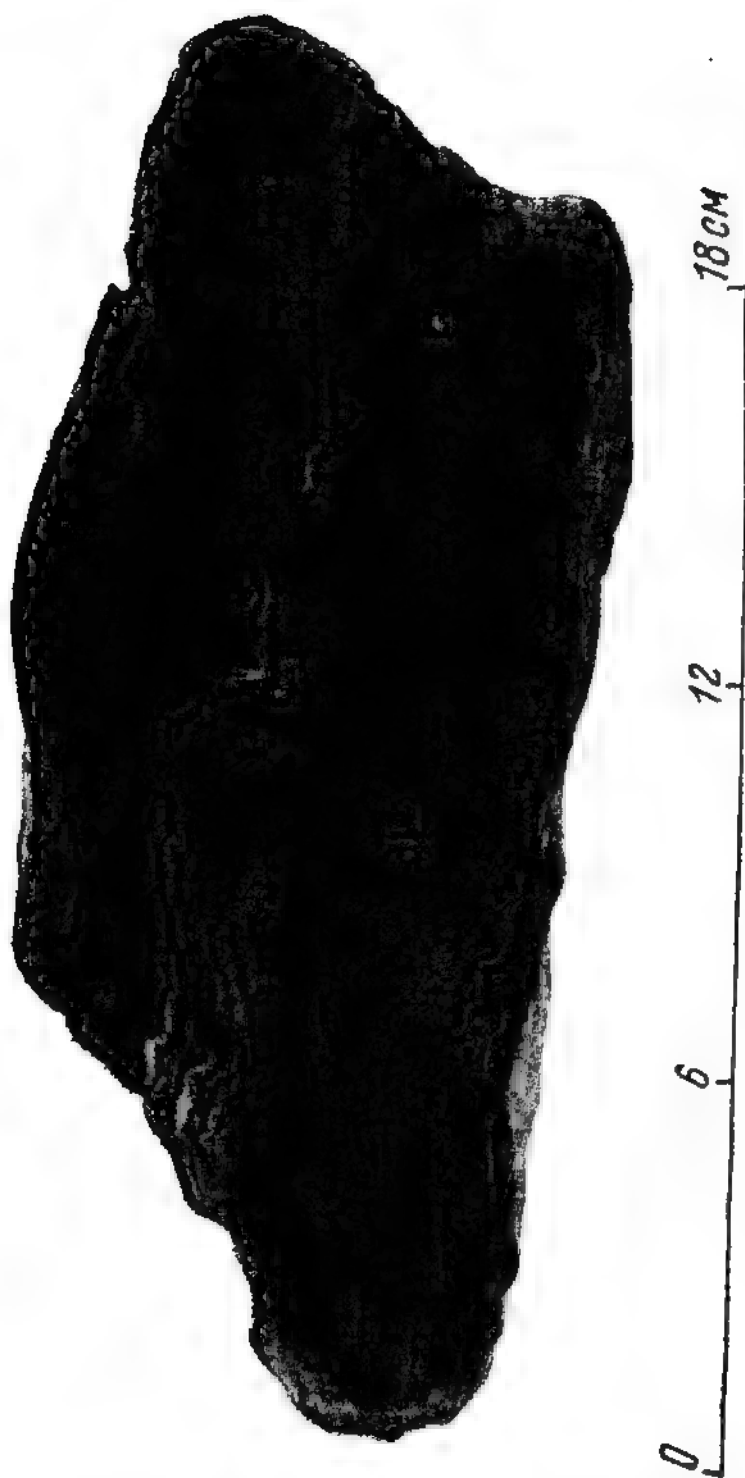


Рис 20. Ленточная свита нижнего силура (?) на
восточном склоне оз. Чубек-куль.

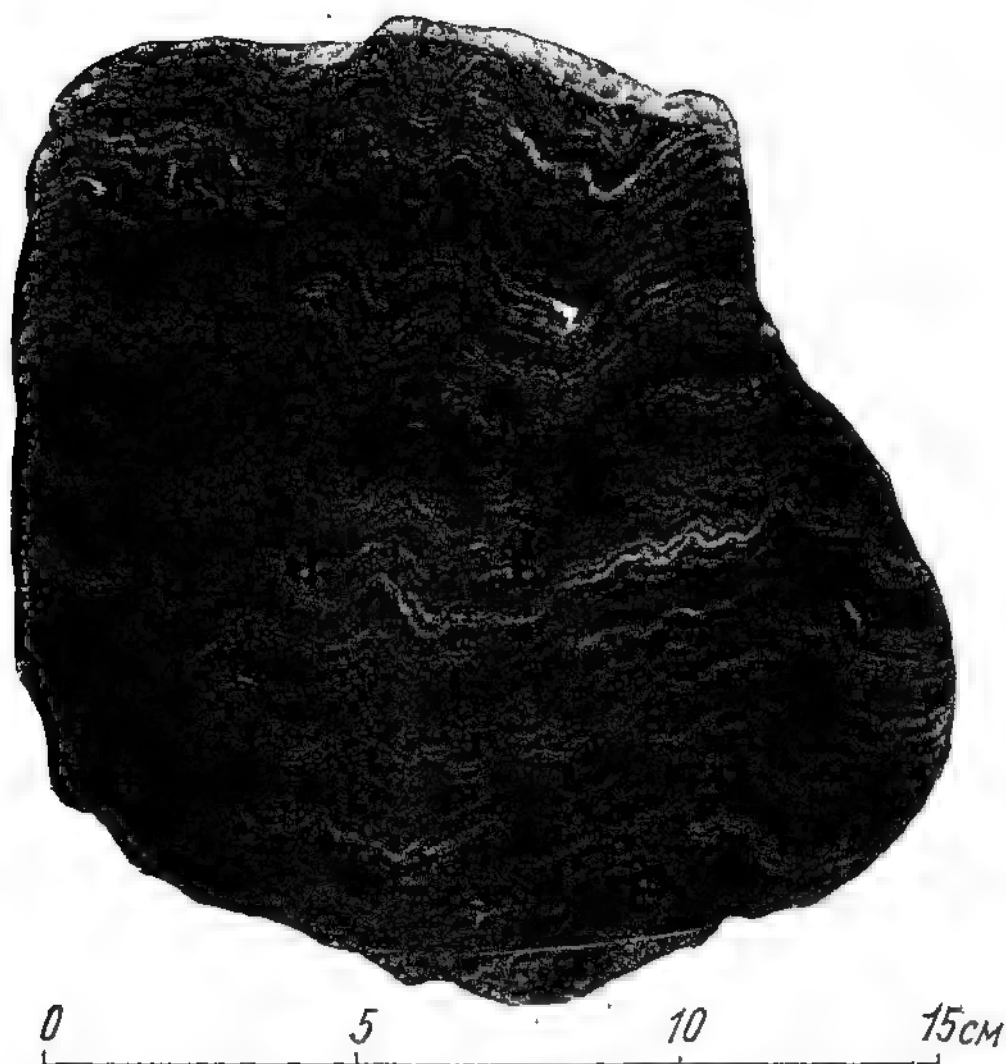


Рис. 21. Ленточная свита нижнего силура (?) на восточном склоне оз. Чубек-куль.

настоящее время определяется всеми геологами как верхний ярус среднего девона. Возраст нижней, т. е. красноцветной свиты не установлен; но все исследователи и ее согласно относят к девону. Однако, как я покажу впоследствии, есть основания сомневаться в среднедевонском возрасте верхней свиты и правильнее считать ее нижним девоном; вместе с тем есть много данных и красноцветную свиту относить не к девону, а к верхним горизонтам верхнего силура.

Весь осадочный комплекс обеих свит образует крупную синклинали ЮВ простирания, которая, начинаясь и кончаясь за пределами нашего участка,

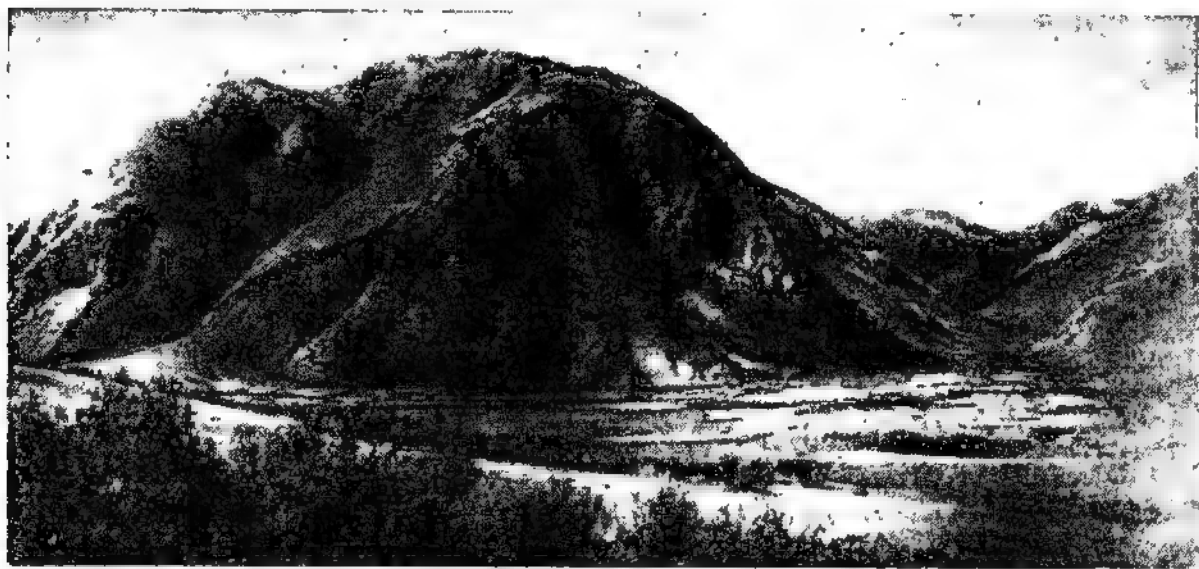


Рис. 22. Вид с северного склона горы Ижедрү на СЗ. Справа долина р. Бельгебаш. Влево от нее мощный массив, сложенный песчаниками, известняками и сланцами нижнего девона.

была прослежена нами от истоков Ербалыка вплоть до левого берега Чуи. В сильно размытой осевой части этой синклинали лежит долина р. Бельгебаш, которая в своей верхней части течет по оси синклинали, а в средней и нижней размывает ее северо-восточное крыло (рис. 22). На первый взгляд обе свиты кажутся залегающими согласно, — тем более, что и тектонически они представляют собой одно целое. Однако внимательное изучение показывает, что они разделены перерывом. Перейдем к рассмотрению каждой свиты в отдельности.

Красноцветная свита

Вся эта толща состоит преимущественно из темнокрасных песчаников, которые переслаиваются с глинистыми сланцами малинового цвета; изредка среди них попадаются прослой зеленовато-серых песчаников, красновато-серых мергелей и известняков, а также внутриформационных конгломератов, которые имеют вид мелких, хорошо окатанных галек, рассеянных в пластах косослоистых или грубозернистых песчаников. Ю. А. Кузнецов наблюдал в красных песчаниках волноприбойные знаки [15]. Гальки этих конгломератов принадлежат тем же красным песчаникам; но в долине Ербалыка, примерно в 4 км ниже слияния его двух истоков, я нашел среди них и гальку вулканического туфа кварцевого порфира. Исследование под микроскопом показало, что в составе этой свиты участвуют в небольшом количестве и измененные туфы или туффиты. Однако ни вулканических покровов, ни дайков магматических пород нигде не было встречено среди этой свиты, кроме одного места на Ербалыке. о чем я впоследствии еще буду писать.

Никаких органических остатков нам не удалось обнаружить в этой свите; но В. П. Нехорошев отмечает, что в обнажениях правого склона р. Чуи — около устья Бельгебаша — он нашел в окремненных слоях этих красных песчаников мшанку *Hemitrypella tubulosa* Nekh. [32].

В основании северо-восточного крыла этой свиты лежит конгломерат, который был прослежен нами во многих местах. Так, он очень хорошо выступает в трех местах между истоками Эсконго; он виден и на вершине гольца над тем каром, из которого вытекает ручей Промежуточный; кроме того он хорошо вскрыт на водоразделе между Хорумду-Айры и Айряшем; его легко можно наблюдать на правом склоне небольшого ручья Тонгол. Наконец узкая, полузаросшая травой полоса этого конгломерата обнажается на правом склоне рч. Кызыл-туру (см. карту).

Мощность этого конгломерата различна: в истоках Эсконго она достигает 40—50 м, на склонах долины Хорумду-Айры 50 м, на левом склоне Айряша примерно 50 м, а около Кызыл-туру не превышает 20 м. Следовательно, можно принять, что базальный конгломерат непрерывно подстилает красноцветную свиту на протяжении свыше 15 км.

Юго-восточный конец описываемого крыла синклинали, расположенный между низовьями Бельгебаша и Сардымь, размыт и погребен под толщей аллювиальных и моренных отложений. Однако дальше к ЮВ, на правом берегу Чуи, в ее крутом колене, которое находится в 1.5 км к ЮВ от устья Чибита, мы вновь встречаем крупное обнажение базального конгломерата красноцветной свиты, которая простирается в направлении 290° и падает на ЮЮЗ $\angle 80^\circ$. Его принадлежность к красноцветной свите доказывается выходами красных песчаников на левом берегу Чуи, немного ниже конгломератов (по течению реки).

Состав галек базального конгломерата весьма прост. Гальки принадлежат енисейским и кембрийским известнякам, среди которых изредка попадаются мелкие гальки молочно-белого кварца. В конгломерате, выступающем по Тон-голу, где этот конгломерат залегает на зеленых сланцах кутень-булукской свиты, в нем обнаружены гальки сланцев последней; в конгломерате же на берегу Чуи гальки принадлежат енисейским известнякам с большим количеством галек серого твердого песчаника. В гальках черных енисейских известняков часто попадаются реликтовые жилки белого кальцита, не переходящего в цемент; кроме того, в гальках известняков кембрия и енисейской свиты вообще отчетливо видно то различие их структур, которое бросается в глаза в современных коренных обнажениях этих свит. Значит это различие — как и вообще современный вид этих свит — уже существовало до начала отложения красноцветной свиты.

Цемент конгломератов представлен обычно красным железистым песчаником; но в других местах — на водоразделе между Хорумду-Айры и Айряшем, а также на берегу Чуи — он состоит из известковистого песчаника желтовато-серого цвета с прослоями серого песчаника.

Никаких явлений милонитизации или хотя бы частичного дробления галек базального конгломерата нигде не было обнаружено; только над истоком ручья Промежуточного эти конгломераты сильно помяты.

Поэтому мы можем с уверенностью считать, что синклиналь красноцветной свиты своим северо-восточным крылом лежит автохтонно на более древних свитах на протяжении 15 км. При этом, как видно на карте, она лежит на кембрийских отложениях на всем пространстве от горы Мраморной почти до ручья Тонгол, а к ЮВ от него она залегает непосредственно на кутень-булукской свите.

Разрез северо-восточного крыла синклинали этой свиты особенно хорошо вскрывается в правом склоне Хорумду-Айры, а также к СЗ от этой речки на поверхности левого склона долины р. Бельгебаш. Слои всюду

простираются на СЗ $320-340^\circ$ и падают к ЮЗ $\angle 65-70^\circ$. Мощность красноцветной свиты вдоль долины Хорумду-Айры равна 900 м (рис. 19).

На водораздельном хребте между Бельгебашем и верховьями Эсконто и Чулындаша мы обнаружили среди красноцветной свиты обилие кварцевых и кварцево-карбонатных жил в виде крупно- и мелкоглыбового элювия, который прослеживается с перерывами на плоской поверхности гольцов, начиная от северной части горы Мраморной вплоть до долины Хорумду-Айры и даже немного южнее. Эти жилы принадлежат повидимому двум одновременным группам жил, судя по пересечению одних жил другими. В полосе распространения этих кварцевых жил красноцветная свита местами изменена до неузнаваемости: сланцы осветлены и превращены в тонколистоватые зеленовато-белые породы, а песчаники сильно осветлены почти до белых тонов и окварцованы с превращением их в очень твердые серицито-кварцевые роговиковые породы. Кроме того местами попадаются темно-красные яшмы. Все эти изменения являются следствием гидротермального воздействия кварцевых жил.

Противоположное, т. е. юго-западное крыло синклинали, отделенное от предыдущего долиной Бельгебаша и девонскими отложениями, было изучено нами лишь отчасти. Оно составляет верхнюю часть правого склона долины Бельгебаша в его верховье, тогда как в средней и нижней частях течения этой реки красноцветные породы отходят несколько западнее, слагая повидимому лишь гребень водораздела между Бельгебашем и рч. Паха.

Нам не удалось обнаружить кварцевых жил в составе этого крыла красноцветной свиты. Но замечательно, что в верховье Бельгебаша среди красных песчаников его правого склона также встречаются местами темно-красные яшмы, а исследование под микроскопом некоторых песчаников показало наличие среди них таких же точно ороговикованных пород, какие мы наблюдали и в северо-восточном крыле синклинали. Очень важно напомнить, что на правом склоне р. Чуи в юго-западном крыле синклинали В. П. Нехорошев обнаружил явления «окремнения» красных песчаников и высказал предположение, что это окремнение обусловлено гранитной интрузией [26, стр. 13]. Я полагаю, что это «окремнение» — процесс гидротермального метаморфизма, подобный тому, что и я описываю.

Но если это так, значит оба крыла синклинали красноцветной свиты в различных местах и в довольно крупных размерах подверглись гидротермальному метаморфизму. Этот вывод имеет очень важное значение для стратиграфии, так как в девонских отложениях, залегающих между обоими крыльями синклинали красноцветной свиты, подобные образования совершенно отсутствуют. Их отсутствие в девоне доказывается, во-первых, тем, что породы девона слабее метаморфизованы, чем породы красноцветной свиты; во-вторых, на склонах, сложенных девонскими породами, я нигде не видел тех метаморфизованных пород в виде глыбовых россыпей, которые свойственны метаморфизованным участкам красноцветной свиты.

Таким образом между красноцветной свитой и девоном уже намечается перерыв, который я впоследствии подкреплю и разовью при рассмотрении девонских отложений.

Юго-западное крыло синклинали красноцветной свиты имеет еще одну особенность в отличие от северо-восточного: это — значительно большая мощность его отложений. В долине Ербалыка, в том месте, где сливаются его оба истока, находится контакт между верхней частью красноцветной свиты и девоном. По этому контакту и протекают приустьевые части обоих истоков. Маршрут, сделанный вниз по Ербалыку от этого места, показал, что падение красных песчаников к СВ $\angle 70^\circ$ (простираение 310°) очень скоро сменяется их падением к ЮЗ $\angle 65^\circ$; при этом ось антиклинали проходит

немного западнее вершины того большого гольца, с северо-восточного склона которого берут начало правый исток Ербалыка и левый исток Чулындаша, вытекающие из озер, которые лежат на дне крупного кара. Но дальше вниз по Ербалыку красноцветные песчаники выступают в обоих склонах долины непрерывно на протяжении свыше 4 км, причем всюду видно их падение на ЮЗ $\angle 60-80^\circ$ с простираанием на СЗ $300-320^\circ$. У меня создалось отчетливое впечатление, что в этом крыле красные песчаники имеют огромную мощность, значительно превышающую их мощность между Эсконго и Бельгебашем. К сожалению, отсутствие времени и карты с горизонталями не позволило мне точно подсчитать их мощность. Повидимому, она превышает 4000 м. Столь большое различие в мощности красных песчаников на таком сравнительно коротком расстоянии, как Ербалык и Хорумду-Айры, наводит на мысль, что эта свита была значительно размыта до начала отложения на ней девонских осадков.

Правильность такого вывода станет очевидна, если проследить изменение мощности дальше к ЮВ. В самом деле, на левом склоне Бельгебаша в устьевой части Кызыл-туру мощность красноцветной свиты не превышает 400—500 м, как показывает положение базального конгломерата. Ту же, если не меньшую мощность она имеет и в устьевой части Бельгебаша на его левом склоне. Правда, положение границы между красноцветной и кутень-булукской свитами не было там точно установлено. Но об ее положении я сужу по следующим наблюдениям. Правый склон долины рч. Сардымы в ее низовье достаточно крут и прорезан долинками нескольких горных потоков, дно которых завалено крупными и мелкими глыбами пород, вынесенных с верхних частей этих долин. Все эти глыбы и обломки принадлежат сланцам и песчаникам кутень-булукской свиты, и среди них совершенно отсутствуют обломки песчаников красноцветной толщи. Следовательно, породы этой последней отсутствуют даже в верхних частях склона, обращенного к Сардыме, и приурочены лишь к тому склону, который спускается в долину Бельгебаша.

Необходимо еще остановиться на одной особенности тектоники красноцветной свиты. Я уже показал, что в основании красноцветной свиты лежит базальный конгломерат, который был прослежен нами на протяжении 15 км и свидетельствует об автохтонном залегании красноцветной свиты на более древнем комплексе пород. Поэтому естественно ожидать, что простираение слоистости в красноцветной свите должно совпадать с простираанием ее базального конгломерата. Между тем, как показывает карта, мы видим в плане довольно крупное несогласие между этими направлениями на довольно обширной площади, захватывающей северо-восточное крыло синклинали к северу и к югу от Хорумду-Айры.

Я не знаю, чем объяснить это явление, и предполагаю, что оно повидимому вызвано образованием того дугообразного изгиба, которому подверглись в этом месте кембрий, красноцветная свита и девон. Иначе говоря, я думаю, что первоначально, когда была заложена прямолинейная синклиналь, этого несоответствия не было; оно появилось лишь после того, как прямолинейная синклиналь была согнута в дугу. Если это так, значит тектоника кембро-девонских отложений в ее современном виде обусловлена действием не одного, а двух разновременных тангенциальных напряжений. Весьма показательны, что в юго-восточном конце синклинали намечается ее изгиб (в плане) в противоположную сторону, т. е. к ЮВ, хотя я улавливаю его на основании только двух наблюдений: во-первых, к З от Бельгебаша девонские отложения простираются в направлении 310° с падением к СВ $\angle 70^\circ$, во-вторых, базальный конгломерат на берегу Чуи простирается в направлении 290° и падает к ЮЮЗ $\angle 80^\circ$.

Если эти наблюдения сопоставить с изгибом красноцветной свиты в верховьях Бельгебаша, то получается сигмоидальная складка.

Девон

Девонские отложения представлены глинистыми, песчано-глинистыми и известково-глинистыми сланцами темносерого, местами даже черного цвета, а также темносерыми песчаниками, мелкокристаллическими известняками черного и светлосерого цвета. Кое-где среди них встречаются косослоистые песчаники с прослойками мелкогалечного конгломерата, галька которого принадлежит розовым песчаникам. В самом верховье левого истока Ербалыка я встретил светлосерые известняки с правильными, в 3—4 см толщины прослоями черных известняков, которые по их большой твердости, черному цвету и скрытокристаллической структуре я принял за силицилиты. Однако при исследовании под микроскопом эти черные прослойки оказались окварцованными известняками, и нигде в этой свите я не нашел настоящих первично-кремнистых пород. Все вышеописанные разновидности пород переслаиваются между собой, и ни одна из них не образует крупного горизонта. Темный цвет большинства осадков говорит о том, что они образовались при иных климатических условиях, чем условия отложения красноцветной свиты.

По своему виду эти породы отличаются заметно меньшей метаморфизацией по сравнению с красноцветной свитой, что особенно хорошо видно на глинистых сланцах, которые при выветривании легко разрушаются, превращаясь в глину.

В верхней части долины Бельгебаша, почти до устья Хорумду-Айры девонские отложения слагают оба склона долины. В этом месте их синклинальное строение выступает очень отчетливо. Так, на юго-восточном склоне перевала из Бельгебаша в Ербалык видны слои, падающие навстречу друг другу примерно $\angle 70^\circ$, причем тропа проходит в 30—50 м к СВ от оси синклинали. В 2—3 км к ЮВ от перевала, на дне долины Бельгебаша около большого озера, в различных обнажениях также видно падение слоев то к ЮЗ, то к СВ, указывающее на то, что река течет здесь по оси синклинали. Дальше к ЮВ, между Айряшем и Кызыл-туру, девонские отложения смыты с левого склона Бельгебаша, но хорошо сохранились на противоположном склоне, где они выступают в склонах притоков; однако густая тайга, покрывающая склон, мешает их изучению.

Ниже устья Кызыл-туру на левом склоне Бельгебаша вновь появляется девон, слагающий только нижнюю четверть склона долины; но условия его залегания здесь не видны. Зато немного ниже того места, где Бельгебаш выходит из гор, т. е. у подножья Айгулакского хребта, между этой рекой и р. Сардымой выступают невысокие холмы девонских песчаников и сланцев, в которых была найдена брахиопода *Athyris* sp. и коралл *Pachypora* sp.; здесь слои простираются в направлении 340° и падают к ЮЗ $\angle 80^\circ$.

Положение этих холмов и направление в них слоистости показывают, что слои лежат на простирании тех девонских отложений, которые слагают нижнюю часть левого склона в низовье Бельгебаша. Кроме того, на юго-восточном склоне горы Ижедрү девонские отложения простираются в направлении 330° и падают к ЮЗ $\angle 60^\circ$. Таким образом наличие северо-восточного крыла девонской синклинали устанавливается с достаточной точностью не только в верховье, но и в устье Бельгебаша.

Юго-западное крыло синклинали, прекрасно выраженное в верховьях Бельгебаша, еще лучше вскрывается в низовье этой реки, так как в огромном обнажении правого склона Бельгебаша слои простираются в направлении $310—315^\circ$ и падают к СВ $\angle 80^\circ$ (рис. 22). В этом последнем месте мощность девона, который почти во всех горизонтах охарактеризован фауной, равна 1300 м по измерениям В. П. Нехорошева [26]. Но вот что замечательно! При такой большой мощности юго-западного крыла в устье

Бельгебаха поражает незначительная мощность девонских отложений в противоположном крыле, ибо по примерным подсчетам их мощность в левом склоне Бельгебаха не может превышать 400 м, так как ось синклинали почти совпадает с руслом реки, а девонские отложения составляют небольшую часть левого склона. Это несоответствие мощностей тем более показательно, что в верховьях Бельгебаха оно незаметно.

Конечно, проще всего объяснить это различие существованием сброса, который прошел в нижней части долины Бельгебаха параллельно его течению и отмечается другими исследователями. Но признаков этого сброса я не мог обнаружить, а в верховье Бельгебаха ясно видно, что он отсутствует. Поэтому я думаю, что причина лежит в другом. Я считаю, что девонские отложения в низовье Бельгебаха были сильно размывы еще до того, как они были согнуты в складку, вследствие чего при формировании синклинали и получились крылья с очень различной мощностью.

В заключение необходимо рассмотреть основание девонской свиты. Контакт между красноцветной свитой и девоном нам нигде не удалось наблюдать непосредственно, так как на склонах гор он покрыт или травой или делювием, а местами недоступен из-за крутизны склонов. Его положение устанавливалось нами только по изменению состава делювия или по различию в окраске пород, хорошо различимой даже издали.

Но в одном месте мы обнаружили очень интересную осадочную брекчию, которая залегает повидимому в основании девона. Она была найдена к ЮВ от той небольшой горы Ижедрү, которая поднимается над правым берегом Чуи между устьями Бельгебаха и Сардымы. Там, в нескольких десятках метров к югу от нового варианта Чуйского тракта местными работниками произведена расчистка для добычи дорожного камня и обнаружено скопление большого количества очень крупных и совершенно неокатанных глыб осадочной брекчии.

Правда, это — не коренной выход; но по расположению, по форме и по количеству глыб не приходится сомневаться в том, что это — глыбовый элювий. По своему положению на местности он находится в пределах не красноцветной свиты, а девона, залегая или в его основании или в самом нижнем горизонте.

Брекчии состоят из угловатых обломков осадочных пород, похожих на яшмы и имеющих отчетливую тонкую слоистость и различный цвет — черный, серый, розовый, кофейный. Характерно, что на поверхности почти каждого обломка видна древняя кора выветривания, которая выражается в посветлении породы и указывает на то, что эти обломки долго лежали на суше, подвергаясь выветриванию, раньше чем были отложены. Исследование под микроскопом показало, что это — не яшмы, а тонкокристаллические известняки, сильно загрязненные кварцем и глинистым материалом. Кроме того, среди этих обломков встречаются и обломки черного крупнокристаллического мрамора, неотличимого от черных мраморов енисейской свиты. Наконец — и это особенно важно — исследование брекчий под микроскопом показало, что среди цемента в изобилии встречаются галечки и обломки ороговикованных пород, совершенно сходных с теми ороговикованными породами, которые я наблюдал в красноцветной свите околескварцевых жил на водоразделе между Эсконго и Бельгебахом.

Поэтому я и считаю, что наличие описанной брекчии, ее состав и особенно присутствие в ней обломков ороговикованных пород дает новое доказательство перерыва между красноцветной свитой и девоном.¹ Больше того, если обломки ороговикованных пород действительно происходят из красноцветной свиты, в чем, по-моему, нет оснований сомневаться, то мы

¹ В верховье Бельгебаха на дне долины была найдена крупная глыба такой же брекчии, свалившаяся с правого склона; очевидно, следы перерыва между девоном и красноцветной свитой можно обнаружить и в верховьях этой реки.

в праве сделать вывод, что кварцевые жилы, прорезавшие красноцветную свиту между верховьями Бельгебаша и Эсконго и создавшие роговиковые породы, не только образовались, но и были размыты еще до отложения девонских осадков. Только надо иметь в виду, что этот вывод, будучи обязательным для кварцевых жил, может оказаться необязательным для жил кварцево-карбонатных, которые, как мне думается, имеют иной, более молодой возраст. Затем, поскольку кварцевые жилы являются производными гранитной интрузии, в перерыве между красноцветной свитой и девоном произошла гранитная интрузия, которая в бассейне Бельгебаша не вскрыта эрозией. При этом надо отметить, что внедрению этой интрузии не предшествовало образование крупных складок в красноцветной свите.

Подводя итоги, мы видим, что перерыв между красноцветной свитой и девоном намечается довольно отчетливо и выражается следующими процессами: 1) образование кварцевых жил, очевидно связанных с гранитной интрузией и небольшой складчатостью; 2) сильный размыв красноцветной толщи, доведенный до того, что на поверхности суши обнажились кварцевые жилы; 3) изменение климата; 4) эпейрогеническое опускание, которое привело к отложению морских девонских осадков.

В заключение необходимо указать, что и внутри девонских осадков нами была обнаружена очень интересная осадочная брекчия. Она была найдена в полувывемке юго-западного склона горы Ижедру, в виде небольшого прослоя среди глинистых сланцев. В ней много обломков мелких кусочков халькопирита и довольно крупных обломков мелкозернистого светлого мрамора, причем внутри одной крупной гальки такого мрамора находится включение халькопирита около 5 мм в поперечнике.

Очевидно, во время отложения девонских осадков где-то в стороне выступала суша, в составе которой были мраморы с медным оруденением. Может быть, это была красноцветная свита, в которой мы знаем прослой известняков; но может это была и более древняя толща. Первое предположение указывает на то, что в красноцветной свите, кроме кварцевых жил, мы должны искать следы медного оруденения. Второе предположение говорит о том, что где-то, не столь далеко от Бельгебаша, красноцветная свита уже не отлагалась или отлагалась, но была смыта, обнажив более древние толщи. Поэтому не исключена возможность, что девонские отложения в некоторых местах могут оказаться залегающими непосредственно на свитах более древних, чем красноцветная.

Возраст девона и красноцветной свиты

Фауна в девонской свите уже давно известна под наименованием бельгебашской (бердыбашской); но различные исследователи неодинаково определяли ее возраст. В. П. Нехорошев собрал по указанию Б. К. Поленова обильную фауну из юго-западного крыла синклинали в том громадном обрыве, который поднимается на правом склоне долины Чуи непосредственно к западу от Бельгебаша (рис. 22). На основании послойного сбора фауны он разделил весь разрез мощностью около 1300 м на три яруса. Верхний ярус, по его мнению, является безусловно средним девоном на основании брахиопод и мшанок. Фауна среднего яруса бедна и нехарактерна, так что ее возраст не поддается определению. Нижний ярус имеет много форм, общих с верхним ярусом; вместе с тем в нем и только в нем были найдены мшанки, свойственные нижнему девону Северной Америки, а также *Spirifer cf. sulcatus* Вагг., сходный с нижнедевонской формой Богемии.

На основании этого В. П. Нехорошев считает, что нижний ярус представляет собой или верхний горизонт нижнего или нижний горизонт среднего девона. К такой осторожности его приводит то обстоятельство, что

нижний ярус содержит много форм, общих с верхним ярусом, имеющим, по его мнению, заведомо среднедевонский возраст [26, стр. 63, 64, 83, 84].

Несколько иначе подходит к рассматриваемому вопросу Н. Л. Бубличенко, который считает бельгебашскую фауну среднедевонской, не указывая на наличие в ней нижнедевонских форм [6].

Еще дальше идет в своих выводах Ю. А. Кузнецов. По его определению, эта фауна указывает на живетский ярус среднего девона [15].

Так как два последних исследователя не указывают, в каких местах они собрали фауну, и не приводят списки форм, то между их определениями, возраста и взглядами В. П. Нехорошева может и не быть разногласия, ибо не исключена возможность, что они не изучали нижнего горизонта, а собрали фауну только в самых верхних частях разреза.

Путем личной переписки с В. П. Нехорошевым и Н. Л. Бубличенко, я выяснил, что в настоящее время оба эти исследователя признают правильность выводов Ю. А. Кузнецова, причем по их объяснениям перемена взглядов обусловлена следующими соображениями. До недавнего времени в определении возраста бельгебашской фауны, как оказывается, существенное значение имел *Spirifer cheekiel*, который широко распространен в Минусинской котловине, где он встречается среди нижних горизонтов среднего девона. Но в последнее время фауна среднего девона Минусинской котловины подверглась пересмотру и по новым данным отнесена к живетскому ярусу [37].

В виду того, что между девоном и красноцветной свитой долины Бельгебаша я обнаружил отчетливый перерыв, и так как по некоторым соображениям мне казалось, что красноцветная свита может быть верхним силуром, я решил передать собранную нами фауну специалистам для обработки.

Фауна была собрана нами в следующих местах. Кораллы и мшанки были найдены к СВ от перевала из Бельгебаша в Ербалык, а также в долине Бельгебаша севернее большого озера в 3 км выше устья р. Хорумду-Айры, причем в русле Бельгебаша в 1 км ниже того озера часто можно встретить крупные обломки глинистых сланцев, переполненные кораллами. На левом склоне Бельгебаша в 1.5 км выше устья Хорумду-Айры были найдены брахиоподы, мшанки и кораллы. Крупные обломки сланцев с кораллами были обнаружены на тропе по правому берегу Бельгебаша в его приустьевой части. Один экземпляр брахиоподы был найден в глинистых сланцах, слагающих невысокие холмы к востоку от долины Бельгебаша близ южного подножья Айгулакского хребта.

Но самые обильные сборы брахиопод, мшанок и кораллов с редкими члениками кривоидей были произведены в юго-западном склоне горы Ижедру, который вскрыт большой полувыемкой нового варианта Чуйского тракта, идущего между устьями Бельгебаша и Сардымы по берегу Чуи.

Обработка собранных материалов показала следующее. Мшанки с верховьев долины Бельгебаша относятся к *Hemitrypa* sp., *Hemitrypella tubulosa* Nekh., *Polypora belgebaschensis* Nekh., *Fistulipora* sp.; мшанки с горы Ижедру — к *Hemitrypella tubulosa* Nekh., *Fistulipora* sp.

По мнению В. П. Нехорошева, которому принадлежат эти определения, все указанные формы относятся к одному и тому же возрасту — к среднему девону и весьма вероятно, что к его верхней половине [32].

К иному возрасту относятся кораллы. По определению Е. Д. Сошкиной, они оказались принадлежащими к следующим родам и видам: *Pachypora cristata* Blumeb., *Syringopora clevisana* Edw. et Haim., *Zaphrentis* cf. *cornu vaccinium* Pnk. и *Zaphrentis mirabilis* Billings.

Pachypora cristata, обнаруженная в горе Ижедру и в верховьях Бельгебаша, не является руководящей, так как, по указанию Е. Д. Сошкиной,

она во всех странах характеризует все три отдела девона. *Syringopora cleviana*, найденная в верховьях Бельгебаша, известна в нижнем девоне (Upper Helderbergian) Колумбии и в штате Огайо в Северной Америке.

Zaphrentis cf. *cornu vaccinium*, который был найден в верховьях Бельгебаша, описан в нижнем девоне (D_1^2) Граца: но к сожалению единственный найденный нами образец этого коралла сильно смят и не поддается точному определению. Зато *Zaphrentis mirabilis*, найденный там же, очень важен, так как он часто встречается в нижнем девоне и в низах среднего девона (D_2^1) Северной Америки.

Эта последняя форма, как подчеркивает Е. Д. Сошкина, исключает возможность отнесения рассматриваемой толщи к живетскому ярусу среднего девона.

Произведенное Н. А. Штрейсом определение брахиопод, собранных в левом склоне верховьев долины р. Бельгебаш, показало, что среди них присутствуют следующие формы:¹ *Athyris concentrica* Buch., *Schuchertella altaica* Khalif., *Schuchertella* (?) *umbraculum* Schloth., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *S. nobilis* McCoy, *Spirifer mucronatus* Hall., *S. paucicostus* Khalif., *S. cheehiel* Kon. nov. var., *S. ex gr. cheehiel* Kon., *S. medialis* Hall., *S. aff. Korovini* Khalif.

Н. А. Штрейс отмечает, что такие формы, как *Spirifer mucronatus* Hall. и *Stropheodonta nobilis* McCoy, указывают на принадлежность осадков, их заключающих, к живетскому ярусу среднего девона. Вместе с тем наличие такой формы, как *Spirifer* aff. *Korovini* Khalif. указывает на нижний девон.

К этому я должен добавить еще одну важную подробность. К западу от описываемого участка около устья Ербалыка, в прослое глинистого известняка, залегающего среди темносерых глинистых сланцев, нами был найден коралл *Thamnophyllum* ex gr. *stachei* P n k. По указанию Е. Д. Сошкиной, это — новый вид с очень ярко выраженными признаками рода *Thamnophyllum*, который до сих пор известен только в верхних горизонтах нижнего девона (D_1^2) Граца. Условия залегания этой свиты не были нами изучены, но само наличие нижнего девона в столь большой близости от долины Бельгебаша весьма знаменательно. Не будучи сам палеонтологом, я не решаюсь сказать, кто из палеонтологов прав. Но невольно напрашивается вывод, что решение Е. Д. Сошкиной более правильно, так как оно совпадает и с первоначальным мнением В. П. Нехорошева, который обнаружил мшанок, свойственных нижнему девону Северной Америки, а также *Spirifer* cf. *sulcatus*, сходный с нижнедевонской формой Богемии.

Такое решение вопроса о возрасте девона долины Бельгебаша подводит нас вплотную к определению возраста красноцветной свиты. Если между этой свитой и нижним девоном существует перерыв, то красноцветную свиту естественнее всего относить к верхнему силуру. В пользу такого вывода говорят очень интересные наблюдения П. В. Курышева, который в верховьях Тары — правого притока Джасатера (Ясатера) — обнаружил свиту красных филлитов и филлитизированных песчаников с сильно рассланцованным базальным конгломератом красного цвета. Это место находится в 65 км к ЮВ от пос. Баротал.

В прослоях известняков, залегающих среди этой свиты, он обнаружил следующую фауну: *Camarotoechia* sp., *Spirifer* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wils., *Lephaena* sp., *Cyathophyllum* sp., *Phaenopora* sp.

По мнению П. С. Краснопеевой, которой принадлежат эти определения, данная фауна относится к верхним горизонтам верхнего силура [8].

Я полагаю, что красноцветную свиту бассейна Бельгебаша и надлежит сопоставлять с красноцветной свитой р. Тары.

¹ Эта фауна была собрана примерно в 2 км выше устья р. Хорумду-Айры.

Красноцветная свита р. Кадрин

В северной части описываемой площади также выступает полоса красноцветных пород. Она тянется вдоль левого берега Кадрина, вдоль западных берегов оз. Кок-куль, продолжается дальше к ЮВ и выклипывается, немного не дойдя до оз. Сарулу-куль. Ее общая длина 16 км при наибольшей ширине около 1 км. Она простирается в направлении $320-300^\circ$ и падает к СВ $\angle 55-60^\circ$, причем простираение ее слоев совпадает с направлением длинной оси самой полосы.

Наилучший разрез свиты вскрывается в левом склоне р. Эсконго и в ее русле. Верхняя, значительно меньшая часть свиты, выступающая в приустьевой части долины, сложена песчаниками и глинистыми сланцами темнокрасного цвета с прослоями зеленовато-серых песчаников, а также конгломератов; изредка среди них встречаются прослои известняков. Все эти породы переслаиваются между собой, и мощность их весьма различна; многие прослои имеют мощность свыше 10 м, но часто встречаются прослои в несколько метров и даже дециметров. Граница между глинистыми сланцами и конгломератами очень резкая. Нижняя, большая часть свиты, сложенная в основном темнокрасными песчаниками и сланцами, отличается от верхней части лишь отсутствием известняков и меньшим количеством зеленых сланцев и песчаников. Состав галек в конгломератах довольно разнообразен: это — светлые и темные известняки, зеленые песчаники и сланцы, порфириты и кварцевые порфиры. Вся свита сильно разбита трещинами различного направления и местами прорезана жилками кварца и эпидота. Действительная мощность свиты около 800 м.

Эта свита лежит непосредственно на енисейских известняках, причем между ними повидимому нет значительного углового несогласия, ибо и енисейские известняки, как мы уже видели, падают здесь к СВ $\angle 55^\circ$, простираясь в направлении 340° .

Нам не удалось подробно изучить контакт между обеими свитами, ибо он частью задернован, частью покрыт лесом. Но к северу от Эсконго в одном месте в основании красноцветной свиты был обнаружен конгломерат с галькой енисейских известняков. Следовательно, красноцветная свита залегает на енисейской нормально, т. е. без тектонического контакта, потому что в гальках конгломерата не видно милонитизации. Красноцветная свита литологически очень сходна с красноцветной свитой долины Бельгебаша; но между ними есть и различия, так как внутри этой свиты очень много прослоев конгломерата.

Если сопоставлять красноцветные свиты этих обоих участков, то естественно было бы ожидать, что на Кадрине красноцветную свиту должны покрывать глинистые сланцы и песчаники с девонской фауной. Однако этих отложений мы там совершенно не нашли. Правда, около устья Эсконго мы видим широкую долину Кадрина, которая заполнена озерами Кок-куль и четвертичными отложениями, под которыми может залегать палеонтологически охарактеризованная девонская толща; правда и то, что берега Кадрина ниже Кок-куля не были нами исследованы из-за недостатка времени. Зато к ЮВ, т. е. в склонах долины Кара-Куджура, где вскрывается красноцветная толща, девонские отложения с фауной безусловно отсутствуют, ибо там на красноцветной свите непосредственно залегает особая свита неопределенного возраста (нижний силур?), которую я уже описывал. Тем не менее я считаю, что красноцветная свита р. Кадрина и долины Бельгебаша, это — одна и та же толща. Но если это так, то мы должны считать, что между р. Кадрин и оз. Сарулу-куль до начала отложения красноцветной толщи произошел такой сильный размыв, который совершенно смыл не только кембрий, но и всю кутень-булукскую свиту. При этом мы можем еще больше уточнить размер этого размыва. Дело в том,

что к востоку от оз. Сарулу-куль Г. Д. Афанасьев обнаружил прослой силицилита в известняках енисейской свиты.¹ Так как прослой силицитов приурочены только к верхней части известняковой толщи и не наблюдаются ниже 500 м от ее контакта с кутень-булукской свитой, — значит к востоку от оз. Сарулу-куль мы наблюдаем почти всю енисейскую свиту, за исключением только самых верхних ее горизонтов. Существование этого древнего размыва не представляет собой ничего особенного, так как мы уже видели, что к востоку от Бельгебаша кембрий действительно подвергся размыву, а местами даже полному смыву еще до отложения красноцветной свиты; кроме того и кутень-булукская свита подверглась сильному размыву еще до отложения кембрийских осадков, как это видно в истоках Эскопто (см. карту).

В заключение необходимо указать еще на одно обстоятельство. Тот дугообразный изгиб, который так резко выражен в красноцветной свите между Хорумду-Айры и Ербалыком, совершенно не отражается в красноцветной свите р. Кадрин, несмотря на то, что длина полосы этих пород равна 16 км. Причину этого различия мы рассмотрим впоследствии.

Так называемая «пестроцветная формация»

На описываемой площади Ю. А. Кузнецов выделил самостоятельную пестроцветную формацию, которая, по его наблюдениям, слагает правый склон долины рч. Мён, непосредственно к востоку от того места, где рч. Чибит поворачивает на запад. Кроме того, она слагает юго-западное подножье горы Белькенек, прослеживаясь по правому берегу Чуи на 8 км [15, стр. 53 и карта]. Эта свита с большим угловым несогласием и базальным конгломератом залегает на так называемой зелено-фиолетовой формации, которую я называю кутень-булукской свитой. Пестроцветная свита, по его мнению, относится к верхним горизонтам нижнего силура.

По моим наблюдениям, выделение пестроцветной свиты является ошибкой, так как в указанных местах красные и бурые песчаники, а также прослой зеленых и темнокрасных сланцев являются не самостоятельной свитой, а прослоями в составе кутень-булукской свиты. Что касается грубых конгломератов, которые, по мнению Ю. А. Кузнецова, лежат в основании его пестроцветной свиты, то они представляют собой морские тиллиты, тем более, что состав этих конгломератов значительно сложнее, чем состав самой зеленокаменной, т. е. кутень-булукской свиты. Явлений углового несогласия, отмеченных Ю. А. Кузнецовым между обеими свитами, я нигде не мог обнаружить.

Независимо от этого Н. Н. Горностаев выделяет «пестроцветную чибитскую формацию» среднедевонского возраста. В состав этой формации он включает красноцветную свиту и девон Бельгебаша, а также всю кутень-булукскую свиту, выступающую между долиной Бельгебаша и пос. Баротал. Из моих наблюдений вытекает, что Н. Н. Горностаев объединил в одну толщу три литологически различных и существенно разновременных свиты [7, 8].

Поэтому я предлагаю исключить термины «пестроцветная свита» и «пестроцветная чибитская формация» из списка геологических свит юго-восточной части Горного Алтая.

Инtruзия гранита

На северо-восточном склоне Айгулакского хребта обнаружен биотитовый гранит в виде очень узкой полосы, которая тянется в ЮВ направлении и прослежена нами почти от долины ручья Промежуточного до

¹ Личное сообщение Г. Д. Афанасьева.

широты северного конца оз. Чубек-куль, т. е. на протяжении около 14 км. Она пересечена нами в шести местах. В северо-западном конце гранит слагает самую верхнюю часть склона, а дальше к ЮВ он постепенно спускается и около оз. Чубек-куль обнажается в нижней половине склона. Характерная особенность гранитного массива заключается в его небольшой ширине. Так, ширина гранитной полосы в северо-западном конце не превышает 100 м; к востоку от верховьев Айрыша она расширяется до 200 м, как это видно в крутых склонах долины небольшого ручья, впадающего справа в ручей Промежуточный. Дальше к ЮВ ширина гранита не превышает 80—100 м.¹

В юго-восточном конце гранит пререзает енисейскую свиту, как это отчетливо видно в небольших ущельях, расположенных к СЗ от оз. Чубек-куль. Но в северо-западном конце, а именно к востоку от верховьев Хорумду-Айры, гранит пререзает кутень-булукскую свиту. В этом месте контакт гранита со сланцами закрыт, но в нескольких десятках метров к западу от главного тела гранита среди зеленых сланцев обнаружен небольшой шток выветрелого гранита, представляющий собой апофиз главного тела. Здесь же на вершине хребта среди сланцев кутень-булукской свиты проходит кварцевая жила около 15 м мощности; она имеет СЗ простирание и прослеживается на 60—70 м в длину.

Не подлежит сомнению, что гранит прорвал обе протерозойские свиты уже после того, как они были собраны в складки СЗ простирания. Весьма показательно, что интрузия этого гранита не сопровождалась привнесением магния в енисейские известняки, так как мы уже видели (см. стр. 124), что эти известняки в 100 м от контакта с гранитом имеют ничтожно малое количество этого элемента.

Верхняя возрастная граница этой гранитной интрузии точно неизвестна; но можно с уверенностью сказать, что гранит древнее пермо-карбона, осадки которого прилегают к граниту и даже частично его перекрывают, как мы увидим при описании пермо-карбона.

Диабазы, порфириты и кварцевые порфиры

Магматическими породами кроме вышеописанного гранита данный участок весьма беден.

Д и а б а з ы. Близ северного берега оз. Чубек-куль обнаружены диабазы в виде небольших холмиков. Диабазы залегают среди сланцев кутень-булукской свиты, но контакт со сланцами закрыт. Диабазы очевидно прорывают сланцы, и едва ли можно сомневаться в том, что они прорвали сланцы уже после того, как эти последние были дислоцированы. Верхняя возрастная граница диабазов неизвестна; но я предполагаю, что на исследованной площади они являются самыми древними магматическими породами, судя по тому, что они претерпели зеленокаменное изменение. Не исключена возможность, что они являются аналогами тех протерозойских базальтов (диабазов), которые известны в Кузнецком Алатау [52, табл. 1].

П о р ф и р и т ы. Эти породы были встречены лишь в двух местах. Во-первых, они обнаружены в основании левого склона долины Ербалыка, примерно в 2—3 км ниже слияния двух его истоков. Это — небольшой, всего лишь в несколько десятков метров в длину, плоский выход сильно помятых и выветрелых пород темнокрасного цвета. Их соотношение с окружающими песчаниками красноцветной свиты неясно. Однако залегание порфиритов в основании склона и отсутствие их выше по склону, а также их отсутствие выше и ниже по реке от этого обнажения позволяют предполо-

¹ На карте ширина гранитной полосы сильно преувеличена.

жить, что в данном месте из-под красных песчаников обнажается та эффузивная толща, которая, судя по наблюдениям Н. Н. Горностаева, подстилает красноцветную свиту в правом склоне долины Чуи между устьями Ербалыка и Пахи [7].

Второй, тоже очень небольшой выход порфирита обнаружен на вершине горы, сложенной енисейскими известняками и расположенной между истоками Чулындаша и Эсконго.

Эти породы, сильно обогащенные магнетитом в виде микроскопических включений, также являются весьма выветрелыми; но наличие в них крупных газовых пор (миндалин) говорит о том, что это — остатки размытого покрова. Повидимому, этот порфирит надо сопоставлять по возрасту с порфиритом долины Ербалыка. Налегание порфирита непосредственно на енисейские известняки указывает на то, что кембрийские отложения были здесь смыты еще до излияния порфирита.

Кварцевый порфир. Довольно крупный штوك этой породы находится между Кадрином и Кара-Куджуром. Он не был нами обнаружен, и я указываю его по наблюдениям Г. Д. Афанасьева [3]. Судя по геологической карте, приложенной к его отчету, этот шток залегает среди красноцветной свиты. Его верхняя возрастная граница неизвестна.

Пермо-карбон

На северо-восточном склоне Айгулакского хребта непосредственно к востоку от гранитного интрузива залегает свита очень слабо метаморфизованных осадочных пород, которая разделяется на две части. Нижняя представлена конгломератами, верхняя — песчаниками и глинистыми сланцами. Вся свита начинается от ручья Промежуточного и тянется к ЮВ

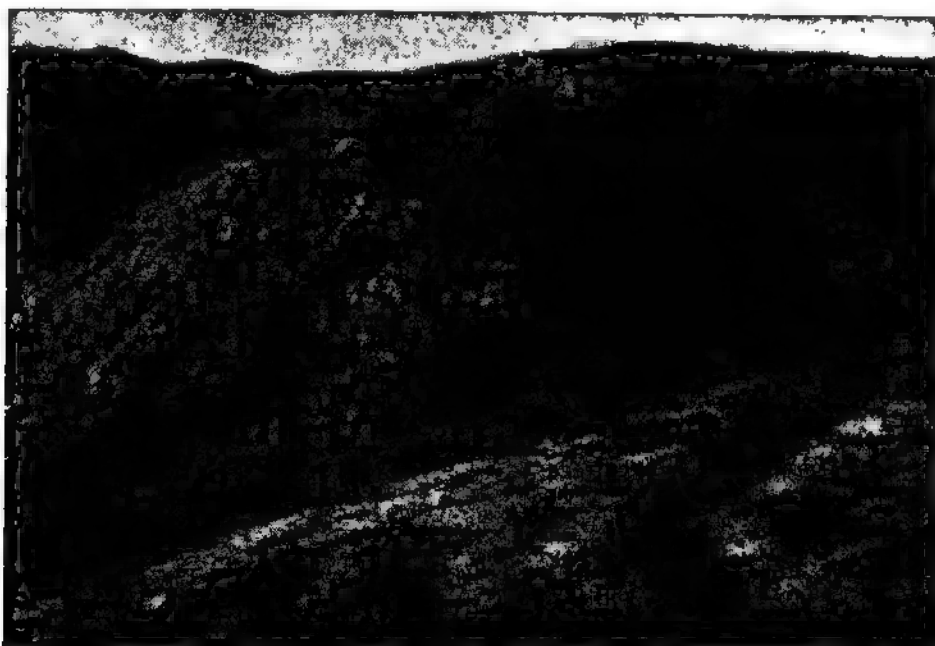


Рис. 23. Пермо-карбоновые конгломераты (А), залегающие на кутень-булукской свите; справа мощная кварцевая жила (В). Водораздел между рч. Хорумду-Айры и Озерной котловиной.

непрерывной полосой, доходя до середины западного берега оз. Чубеккуль, причем восточнее этого озера она отсутствует. Конгломераты нижней части этой свиты прекрасно обнажаются в северо-западном конце всей полосы. К востоку от верховьев Хорумду-Айры, в самой верхней части склона, т. е. почти на водоразделе, видно, что толща конгломератов мощ-

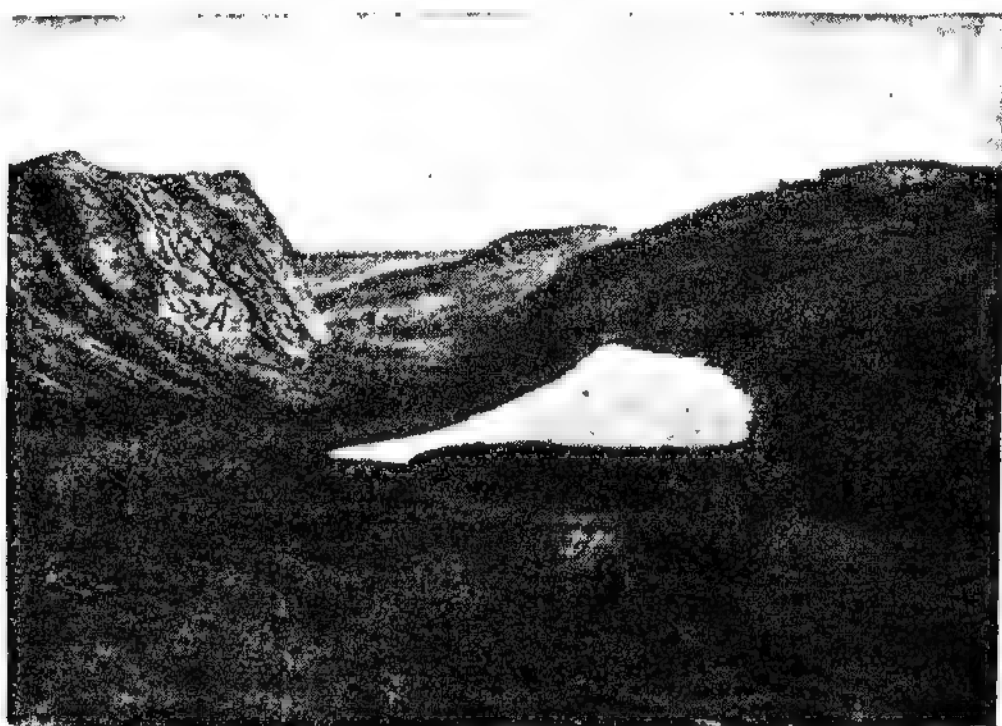


Рис. 24. Пермо-карбоновые конгломераты, падающие к СВ. На переднем плане граниты. Буквы А и В обозначают те же места, что и на рис. 23.

ностью около 80—100 м лежит на граните и падает к СВ вниз по склону хребта $\angle 50-55^\circ$ (рис. 23).

Дальше к ЮВ эти конгломераты прослеживаются по простиранию на 300—400 м в виде мощной гряды, разделенной крутыми оврагами, причем конгломераты, перекрывая гра-

ниты, лежат непосредственно на сланцах кутень-булукской свиты (рис. 24). Весьма показательно, что к западу от гряды этих конгломератов на выровненной и почти горизонтальной поверхности водораздела, сложенного зелеными сланцами кутень-булукской свиты, местами сохранились останцы этих конгломератов в виде небольших сопочек и столбиков высотой около 1.5—2 м (рис. 25). Эти останцы показывают, что конгломераты залегают здесь в виде флексуры. Состав этих конгломератов чрезвычайно прост: они состоят из галек енисейских и кембрийских известняков и редких галек черного силицилита и кварца молочно-белого цвета. Цемент конгломератов — кварцево-известковистый, светло-серого цвета. Весьма показательно полное отсутствие галек магматических пород. Правда, на поверхности



Рис. 25. Останцы пермо-карбоновых конгломератов на кутень-булукской свите в 300—400 м к западу от пермо-карбоновых конгломератов, изображенных на рис. 23. Вид на север.

сти конгломератовой гряды среди осыпей выветрившегося конгломерата часто встречаются гальки гранита, гнейсогранита и даже серпентинита. Но, поскольку в коренных выходах конгломератов мы нигде не могли

обнаружить гальки магматических пород, я считаю гальки гранита, гнейсо-гранита и серпентинита размытыми остатками моренного материала. Это объяснение подтверждается и наличием ледникового валуна в истоках Хорумду-Айры.

Дальше к ЮВ полоса этих конгломератов была обнаружена в левом склоне глубокой долины того ручья, который берет начало около истока Айряша и течет в ручей Промежуточный. В этом месте конгломераты образуют полосу шириной не меньше 100 м и выступают в виде больших утесов высоко над дном долины. В них не видно слоистости, и соотношение с гранитами, выступающими к западу от них, неясно, ибо контакт закрыт. Во всяком случае этот контакт очень крутой, обнажения гранита и конгломератов одинаково высоко поднимаются над дном долины, так что не исключена возможность тектонического контакта между ними. Несомненно, что конгломераты, судя по их мощности, простираются и дальше к ЮВ; но в одном из горных ущелий, которое находится к западу от оз. Узун-куль, они уже отсутствуют, и нигде дальше по направлению к оз. Чубек-куль они не были обнаружены.

Стратиграфически верхняя, т. е. восточная на карте часть всей этой толщи, состоящая из темносерых крупнозернистых песчаников и глинистых сланцев, содержит прослой углистых сланцев и внутриформационных конгломератов.¹ В углистых сланцах обнаружены остатки растений, среди которых М. Ф. Нейбург определила следующие роды: *Noeggerathiopsis theodori* Z a l., *Gondwanidium sibiricum* (P e t.) Z a l., *Angaropteridium cardiopteroides* (S c h m.) Z a l., *Aneimites Lopatini* (S c h m.) Z a l.

При этом М. Ф. Нейбург отмечает, что указанные растения характеризуют в Минусинском угленосном бассейне свиту H_3 , установленную Г. А. Ивановым; в Кузнецком же бассейне описываемая мною свита соответствует алыкаевским горизонтам балахонской подсвиты (I_2), в которой первые три из вышеуказанных форм являются обычными.

Поэтому, сопоставляя описываемые осадки Айгулакского хребта с отложениями Кузнецкого угленосного бассейна, мы должны считать их нижнепермскими по М. Д. Залесскому или верхнекаменноугольными по М. Ф. Нейбургу.²

В Айгулакском хребте угленосная свита собрана в несколько складок СЗ простирания, причем углы падения достигают 65° . Весьма характерно, что крутые углы падения наблюдаются не только поблизости от контакта с гранитом, но и вдали от него. Так, например, в правом склоне долины того небольшого ручья, который берет начало около истока Айряша, глинистые сланцы и песчаники, выступающие на краю Озерной котловины примерно в 1 км от гранитов, простираются в направлении 340° и падают к СВ $\angle 65^\circ$. На основании этого я считаю, что дислокация в угленосной свите является региональной складчатостью, возраст которой следует относить или к одной из последних фаз варисской складчатости, если угленосную свиту относить к верхнему карбону, или даже считать ее более молодой.

Вместе с тем надо подчеркнуть, что угленосная свита местами сильно помята, так как в средней части полосы наблюдаются участки с крутым падением то к СВ, то к В; подобные явления наблюдаются к З от оз. Узун-куль.

¹ К западу от оз. Чубек-куль среди этих отложений проходит пласт известняка с весьма своеобразной фауной, имеющей верхнедевонский возраст. Эта фауна подробно описана мной в статье «Своеобразный разрыв между флорой и фауной в пермокарбонных отложениях Горного Алтая (см. «Сборник по геологии Сибири, посвященный памяти акад. М. А. Усова», который печатается в издании Академии Наук СССР).

² Личное разъяснение М. Ф. Нейбургу.

Нам остается рассмотреть еще два вопроса: соотношение между песчано-сланцевой толщей пермо-карбона и толщей ее конгломератов, а также соотношение между той же песчано-сланцевой толщей и гранитом.

Соотношение между конгломератами и песчано-сланцевой толщей мы нигде не наблюдали, так как контакт между ними проходит по подножью хребта и закрыт лесом. Кроме того, северо-западный конец всей полосы нами не был осмотрен; он нанесен на карту только по формам рельефа и по наблюдениям Н. Л. Бубличенко. Во всяком случае необходимо указать, что к востоку от верховьев Айрыша песчано-сланцевая свита пермо-карбона лежит у подножья хребта в виде полосы около 800—1000 м ширины и имеет довольно ровную поверхность, покрытую лесом, причем к Озерной котловине она довольно круто обрывается, образуя террасу около 20 м высотой; полоса же конгломератов поднимается довольно круто и слагает крутой склон хребта. Поэтому не исключена возможность, что в данном месте между этой толщей и конгломератом проходит сброс.

Дальше к ЮВ, где конгломераты исчезают, контакт между гранитом и пермо-карбоном безусловно дизъюнктивный, судя по тому, что полоса гранита имеет ненормально малую ширину, которая во всех осмотренных обнажениях не превышает 80—100 м, причем гранит не оказывает никакого термального воздействия на пермо-карбон. Кроме того, наличие сброса в юго-восточном конце всей полосы вытекает также из того обстоятельства, что близ оз. Чубек-куль пермо-карбон лежит гипсометрически очень низко и обрывается у озера, на восточном берегу которого, т. е. на простирации полосы пермо-карбона, поднимается мощный массив древних свит Курайского хребта.

В виду этого я предполагаю, что линия сброса идет от оз. Чубек-куль на СЗ, располагаясь между гранитом и песчано-сланцевой толщей пермо-карбона, а дальше к СЗ она проходит между этой толщей и конгломератами.

Но не исключена возможность и другого объяснения. Этот сброс, существующий в юго-восточном конце, постепенно затухает к СЗ и сходит на-нет на северо-западном конце. В виду этого северо-западная часть сброса показана на карте пунктиром (см. карту). Насколько правильно то или другое решение этого вопроса, будущие исследователи смогут установить после изучения обнажений около ручья Промежуточного.

Конгломераты неопределенного возраста в верховьях р. Эсконго

В истоках р. Эсконго выступает полоса конгломератов, вытянутая в СЗ направлении и прослеженная по простирацию на 2 км. Она обнажается в двух небольших отрогах, разделяющих три истока Эсконго; а также видна на левом склоне главного (левого) истока этой реки. Конгломераты шириной около 100 м выступают между енисейской и кутень-булукской свитами, причем вдоль верхнего контакта, т. е. между конгломератами и кутень-булукской свитой, залегает прослой черного силицилита около 5 м мощностью. Обе протерозойские свиты простираются к ЗСЗ и падают к ЮЮЗ $\angle 55^\circ$; но в конгломератах простираение не видно (см. разрез по линии III—III). В северо-западном конце полосы конгломератов отчетливо видно, что они выклиниваются, так как они отсутствуют на водоразделе между Эсконго и Чулындашем; их юго-восточный конец не был прослежен из-за недостатка времени.

Галька конгломератов принадлежит главным образом известнякам и лишь отчасти эффузивам. Цемент — местами красный, местами серый; встречается и зеленый хлоритовый цемент.

Условия залегания и возраст этих конгломератов остались невыясненными. Возможно, что это — базальный конгломерат красноцветной свиты,

сжатый в виде тектонического клина; но не исключена возможность, что это — внутриформационный конгломерат, залегающий в контакте енисейской и кутень-булукской свит, т. е. морской тиллит. Наконец, обращает внимание и то обстоятельство, что эти конгломераты лежат на простирании базального конгломерата пермо-карбоновых отложений. Будущим исследователям надлежит произвести здесь более подробные исследования.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения представлены ледниковыми отложениями и современными образованиями.

Ледниковые отложения

Ледниковые отложения выражены прежде всего остатками древнего покровного оледенения. На плоском водораздельном пространстве, расположенном между рр. Чибит и Сардыма, на абсолютной высоте в 2000—2200 м, на поверхности зеленых сланцев встречены немногочисленные, но довольно крупные и хорошо окатанные валуны гранита. Подобные же валуны, но не превышающие 15—20 см в поперечнике, были обнаружены в верхней половине крутого южного склона Айгулакского хребта при подъеме на него по тропе, идущей левым берегом рч. Чавá, впадающей в Чибит. Затем, в правом склоне долины рч. Мён, — там, где около водопада Токой выступают протерозойские тиллиты, — среди осыпей этих тиллитов, покрывающих нижнюю половину склона, в 50—70 м к западу от водопада, можно наблюдать довольно большое количество мелких и хорошо окатанных валунчиков гранита до 10 см в поперечнике. На первый взгляд кажется, что они образовались за счет разрушения тиллитов. Однако внимательное исследование показывает, что ни в коренных выходах тиллитов, ни в крупных обломках этих пород среди осыпей не видно ни одного валунчика гранита. Поэтому остается сделать лишь одно предположение: считать, что эти мелкие валуны свалились с верхней части склона, где они залегали, а частично вероятно и теперь залегают в виде остатков морены покровного четвертичного оледенения.

Не менее отчетливые явления оледенения можно наблюдать и в северной половине исследованной части Айгулакского хребта, а именно в верховьях р. Хорумду-Айры. На левом склоне левого истока этой речки, на пологой поверхности зеленых сланцев лежит хорошо окатанный одинокий валун гранита около 60 см в длину. Здесь же, примерно в 150 м к востоку, поверхность зеленых сланцев настолько хорошо отполирована, что имеет вид «бараньих лбов».

Еще дальше к востоку, там, где выступает гряда пермо-карбоновых конгломератов, среди осыпей этих конгломератов часто встречаются великолепно окатанные гальки и мелкие валуны таких пород, которые совершенно отсутствуют в составе самих конгломератов. Присутствие здесь чуждых пород я рассматриваю как остатки древних моренных образований. Наличие среди них галек серпентинитов и гнейсо-гранитов наводит меня на мысль, что ледник двигался с востока, ибо именно там, в бассейне Башкауса, мы видим коренные выходы серпентинитов и гнейсо-гранитов. Кроме того, западнее рассматриваемых мест, а именно на поверхности кембрийских мраморов, выступающих на водоразделе между Айрашем и Хорумду-Айры, я видел небольшой валун гранита.

Вышеописанные отложения залегают на абсолютной высоте в 2300—2400 м.

Значительно отчетливее выражены следы более молодого оледенения долинного типа. Лучше всего они выражены в долине рч. Мён и в нижней

части долины Чибита, представляющих собой одну непрерывную долину, отделившую гору Белькенек от Айгулакского и Курайского хребтов. Дно этой широкой корытообразной долины покрыто мореной, которая на западе кончается у северного склона горы Ижедру. Местами эта морена прекрасно сохранилась, как, например, западнее водопада Токой; местами она вскрыта полувыемками Чуйского тракта, как это видно в самом пос. Чибит и в 2 км к востоку от него; местами же она сильно размита, как, например, при выходе рч. Чибит из гор и повороте его на запад.

Не менее отчетливо видны ледниковые отложения и в Озерной котловине, вся поверхность которой вокруг озер Сарулу-куль и Узун-куль покрыта довольно многочисленными валунами. К сожалению, эта площадь частью заболочена, частью покрыта лесом или кустарником, и там почти не видно разрезов моренных отложений. Обнажения моренных суглинков я наблюдал только на северо-западном берегу оз. Сарулу-куль и на юго-восточном берегу довольно крупного безымянного озера, расположенного к СЗ от

оз. Чубек-куль. Ледниковые валуны наблюдаются и на водоразделе между истоками Эсконго и Чулындаша.

Ледниковые отложения обнажаются также в средней части ущелья рч. Чибит, в 3 км выше устья Ярлу-Айры, где они видны в левом склоне долины в виде мощной толщи ледниковых суглинков с валунами, образующими земляные пирамиды.



Рис. 26. Трог в нижней части долины р. Бельгебаш. Вид на ЮЗ от устья рч. Кызыл-туру. Вдали высокая гора за р. Чуей; у ее подножья видна маленькая горка—Ижедру, расположенная на этом берегу Чуи.

В долине Бельгебаша незаметно никаких признаков моренных образований; даже в самой нижней части долины этой реки, спокойно текущей по широкому и пологому древнему склону долины Чуи, они отсутствуют. Это тем более показательно, что непосредственно к востоку, а именно на северном склоне горы Ижедру, лежит западный конец мощной морены, заполняющей долину Чибита.

Однако в той части, где Бельгебаш выходит из гор, его долина имеет отчетливо выраженную корытообразную форму, что особенно хорошо видно, если смотреть вниз по долине от устья рч. Кызыл-туру (рис. 26). Правда, синклиналь, в которой проложена долина, и наличие в ее склонах мягких пород девона, — все это само по себе может создать корытообразную форму долины. Но есть одно обстоятельство, которое заставляет думать, что и долина Бельгебаша подвергалась обработке ледником. В пользу этого говорят наблюдения, произведенные в долине рч. Тон-гол. Эта речка в своей устьевой части представляет живописный водопад, который низвергается в долину Бельгебаша с высоты 80—90 м. Выше водопада в песчаниках красноцветной толщи и в кутень-булукской свите располагается широкая древняя долина, заполненная слабо сцементированными ледниковыми отложениями. Современный Тон-гол пропилил эту ледниковую толщу и течет по коренным породам. Ледниковые отложения прекрасно вскрыты в крутых склонах современной долинки высотой 20—25 м.

а местами они размыты и имеют вид типичных земляных пирамид высотой до 2.5 м.

В долинах Ербалыка, Эсконго, Кадрина и Кара-Куджура ледниковые образования не были обнаружены.

Современные образования

Эти образования представлены элювием, делювием и аллювиальными отложениями.

Э л ю в и й в виде крупно- и среднеглыбовых россылей распространен только на кембрийских известняках и в тех участках красноцветной свиты, которые метаморфизованы кварцевыми жилами. На поверхности же сланцев кутень-булукской свиты мы видим лишь щебнистый элювий.

Д е л ю в и й в виде глыб и обломков самого разнообразного размера весьма широко распространен на крутых склонах и у подножья гор, образуясь из всех формаций, кроме енисейских известняков и девонских отложений. В долинах Чуи, Чибита и Мёна он обусловлен обычным физическим выветриванием и образует глыбовые осыпи, а местами отдельные многочисленные глыбы, рассеянные по поверхности моренных отложений, как это особенно хорошо видно к северу от пос. Чибит. В гольцовой области, т. е. в верховьях Бельгебаша, Эсконго и ручья Промежуточного, а также в истоках многочисленных безымянных горных потоков, текущих с Айгулакского хребта в Озерную котловину, решающее значение имеет морозное выветривание. При содействии многолетних снежников создаются мощные кары с большим количеством глыбового материала у основания каров и ниже по склону.

В области распространения глинистых сланцев, песчаников и известняков девона образуется не только глыбовый, но и щебнисто-глинистый делювий, как это мы наблюдаем в левом истоке Ербалыка и в верховьях Бельгебаша, а также между Чуей и Бельгебашем, где у подножья крутого склона видны громадные осыпи и конуса выноса (рис. 22).

Щебнисто-глинистый делювий местами создает настолько мощные осыпи и конуса выноса, что они преобразуют речную сеть. Так, например, оз. Чубек-куль образовалось вследствие запруды долины рч. Чибит теми осыпями, которые были вынесены с обоих крутых и сближенных склонов долины, сложенных в этом месте сланцами и песчаниками кутень-булукской свиты.

Такую же картину мы видим и в долине р. Кадрин, где образовались три подпруженных озёра Кок-куль, причем в образовании этих подпруд приняли участие и древние выносы р. Эсконго.

Но надо заметить, что местами эти процессы образования делювия, особенно в областях морозного выветривания, приводят не к заполнению, а к расширению долин. Это особенно хорошо выражено в той широкой поперечной долине, по которой течет небольшой горный поток Айряш, впадающий слева в Бельгебаш. Небольшая длина Айряша и незначительное количество в нем воды совершенно не соответствуют большой ширине этой короткой долины, крутые склоны которой разрушаются за счет образования глыбового делювия. Нижние части склона и даже дно долины и поныне разрабатываются морозным выветриванием, так как следы воздействия кратковременных (однолетних) снежников мне пришлось наблюдать выше верховьев Айряша на дне долины того ручейка, который течет в ручей Промежуточный.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я почти совершенно лишены песчаного материала и состоят из глыб, валунов и галек, которые произошли главным образом за счет размывания морен, что особенно отчетливо видно в нижнем течении рч. Чибит; иногда к этому материалу при-

мешивается глыбовый делювий, лишь отчасти обработанный водой. Вообще же в исследованном участке наблюдается снос рыхлого материала, и там, где его было немного, реки текут по коренным породам, а боковые левые притоки Бельгебаша даже представляют собой висячие долины с водопадами, как это наблюдается в Хорумду-Айры, в Тон-голе и Кызыл-туру.

История развития восточной части Айгулакского хребта и западной окраины хр. Курайского

Средний протерозой

Наиболее древними отложениями являются битуминозные, ныне уже углистые известняки мощностью не меньше 3000 м. Эти известняки, местами в значительной степени загрязненные терригенным материалом, содержат не более 2% углекислого магния. Самые нижние горизонты этой толщи и ее фундамент нам пока неизвестны. На известняках залегает свита терригенных морских осадков, представленных хлоритизированными, железистыми и отчасти эпидотизированными песчаниками, граувакками, глинистыми сланцами, аргиллитами и немногочисленными прослоями известняков. Мощность этой верхней свиты не поддается определению, но едва ли она меньше 1000 м.

Между верхней и нижней свитами наблюдается промежуточная толща, которая в восточной части Айгулакского хребта имеет мощность около 1500 м и представляет собой переслаивание мощных пачек известняка с такими же мощными пачками хлорито-кварцевых сланцев; местами промежуточная толща уменьшается до 50 м, а кое-где и совсем отсутствует. Линзообразная форма промежуточной толщи и отсутствие углового несогласия указывают на то, что обе свиты отложились в одном и том же морском бассейне. Граувакки и зеленые сланцы верхней свиты и промежуточной толщи, местами похожие на туффиты или туфогенные породы, представляют собой полимиктовые, а местами даже кварцевые песчаники с железистым, хлоритовым или даже кальцитовым цементом.

Самой характерной особенностью в образовании обеих свит является особый, еще неразгаданный процесс отложения битуминозного кремнезема, который создал крупные линзы черных силицилитов, залегающих в верхних горизонтах известняковой свиты, в промежуточной толще, а также в основании и в нижних горизонтах верхней свиты. Поскольку вулканические процессы отсутствовали, я полагаю, что выпадение кремнезема и образование силицилитов надо рассматривать как химический, вернее даже биохимический процесс, происходивший в морской среде при особых условиях. В этом процессе несомненно принимали участие и микроорганизмы с кремневым скелетом, но их значение было невелико.

В. П. Нехорошев считает, что силицилиты образовались вследствие обогащения морской воды кремнеземом, выделившимся при подводных излияниях [26, стр. 78; 27, стр. 28]. Эта мысль может показаться правдоподобной лишь для объяснения силицилитов в кутень-булукской свите, если учесть, что некоторые исследователи считают часть сланцев этой свиты измененными туфами, а диабазы рассматривают, как образования сингенетичные. Но оно совершенно не приложимо к силицилитам, которые образуют прослой в енисейской свите и залегают даже на глубине в 500 м от ее верхней границы, ибо в пределах енисейской свиты мы не видим ни малейшего намека на следы подводных излияний.

Крупные размеры этого морского бассейна, далеко выходившего за пределы Айгулакского и Курайского хребтов, определяются прежде всего мощностью обеих свит. Вместе с тем эти свиты легко можно опознать и в других частях Горного Алтая именно по наличию в них силицилитов.

Эти свиты выступают в восточном конце Северных Чуйских Альп около Чаган-Узунского месторождения киновари. Кроме того, мы легко можем их обнаружить и в северной части Горного Алтая — на р. Катунь около курорта Чемал и пос. Чепощ, — т. е. примерно в 200 км к СЗ от Айгулакского хребта. Там мощность известняковой свиты оценивается К. В. Радугиным свыше 2000 м. Несмотря на столь большое расстояние, я уверенно делаю эту экстраполяцию, тем более, что помимо меня она уже давно была сделана В. П. Нехорошевым.

В северо-восточной части Горного Алтая — между Катунью и Телецким озером — ту же известняковую свиту с силицилитами описали С. А. Яковлев, А. П. Лебедев и А. А. Меняйлов [16, 19, 55]. Наконец, в окрестностях г. Ойрот-Тура я сам наблюдал ее в обоих склонах долины рч. Маймы летом 1937 г.

Поэтому не будет преувеличением, если я скажу, что море, отложившее обе эти свиты, некогда покрывало всю площадь современного Горного Алтая.

Я считаю, что обе эти свиты с достаточной вероятностью можно отождествить с енисейской и кутень-булукской свитами Кузнецкого Алатау, именно на основании наличия в них силицилитов.

Эти своеобразные осадочные породы, несмотря на всю загадочность их происхождения, вполне могут считаться руководящим стратиграфическим горизонтом, значение которого я не раз подчеркивал в своих работах по Средней Сибири [47, стр. 69; 50, стр. 21; 27; 51, стр. 20].

Значение этих пород для стратиграфии древних свит Горного Алтая уже давно отметил и В. П. Нехорошев [26, стр. 77].

Так как в настоящее время окончательно доказано, что в Кузнецком Алатау, а также на западном и северо-западном склонах Восточного Саяна обе свиты с силицилитами, т. е. енисейская и кутень-булукская, имеют протерозойский возраст, то тем самым решается и вопрос о протерозойском возрасте обеих вышеописанных свит в Айгулакском хребте и в других частях Горного Алтая.

Поэтому я считаю ошибочным мнение Н. Н. Горностаева, который в разных местах приписывает свите известняков с силицилитами различный возраст. Так, на Катунь «известняки и микрокварциты» он выделяет в катунскую формацию и приписывает ей верхнепротерозойский возраст; но в Курайском хребте ту же свиту, входящую в состав его баротальской формации, он относит к кембрию [7, стр. 57].

Второй отличительной и очень важной особенностью, присущей верхней, т. е. кутень-булукской свите Айгулакского и Курайского хребтов, является наличие в ней ледниково-морских осадков (морских тиллитов), которые являются прекрасным стратиграфическим горизонтом, позволяющим еще точнее отождествить эту свиту с кутень-булукской свитой Кузнецкого Алатау.

Наибольшее количество обломков и глыб чуждого материала было найдено на западном склоне Курайского хребта в нижних горизонтах кутень-булукской свиты. Однако наличие этих образований в южном и юго-западном склонах горы Белькенек, а также в южном подножье Айгулакского хребта показывает, что вся кутень-булукская свита «заражена» этим чуждым материалом, правда в меньшей степени, чем ее нижние горизонты. Больше того, в Курайском хребте — к северу от пос. Курай, т. е. в 40 км к востоку от Айгулакского хребта — также были обнаружены ледниково-морские отложения.

Исключительно разнообразный петрографический состав обломков и галек в ледниково-морских осадках показывает, что та суша, с поверхности которой спускались в море ледники, превращавшиеся в айсберги, переносившие этот материал, имела очень сложное геологическое строение.

Прежде всего надо подчеркнуть, что в основном эта суша была сложена известняками и сланцами, которые подверглись слабому региональному метаморфизму, а потому должны быть отнесены нами к более древнему, вероятно нижнему протерозою, но ни в коем случае не к археозою.

Замечательной особенностью этой древней свиты является наличие в ней силицилитов. Черные силицилиты по внешнему виду не отличимы от черных силицилитов енисейской и кутень-булукской свит, но микроструктура их несколько иная; с другой стороны, в ней существуют совершенно иные, гематитовые силицилиты яркокрасного цвета, которые совершенно отсутствуют в протерозойских отложениях Курайского и Айгулакского хребтов.

Эта неведомая толща древнего протерозоя была прорвана различными магматическими породами, среди которых обнаружены габбро, гранит, эпидотизированный гранит, микропегматитовый гранит, гнейсо-гранит, сильно катаклазированный биотитовый гранит, кварцевый порфир, фельзит-порфир, диабаз и плагиоклазовый порфирит; кроме того, встречаются обломки эпидотовой породы и галечки мраморов, которые можно рассматривать как контактовые образования. Совместное нахождение глубинных и излившихся пород свидетельствует о наличии эрозионных циклов, которые происходили между этими породами, а различная степень динамометаморфизма гранитов указывает повидимому на их неодинаковый возраст.

Можно без ошибки сказать, что этот древний протерозой был сначала собран в складки и только после этого был прорван всеми вышеуказанными магматическими породами, что намечает большой перерыв между временем отложения свиты древнего протерозоя и отложением енисейской свиты юго-восточной части Горного Алтая.

Я не знаю, где находилась та суша, с поверхности которой айсберги принесли весь этот чуждый материал; но, если вспомнить, что енисейская и кутень-булукская свиты в Горном Алтае имели очень большую площадь распространения, то приходится думать, что местоположение этой суши надо искать где-то за пределами этой горной страны. Вполне естественно предположить, что источником чуждых обломков явилась та древняя суша, так называемая Протеро-Сибирь, расположенная в пределах Сибирской платформы, которая, по моим представлениям, дала начало протерозойским ледниково-морским осадкам Енисейского края и всего юга Средней Сибири [51, стр. 47]. Это предположение тем более вероятно, что от Енисейского края вплоть до Горного Алтая енисейская и кутень-булукская (= енашиминская) свиты представляют собой осадки одного и того же обширного морского бассейна.

Но теперь, после того как следы протерозойского оледенения были открыты в хребте Курук-таг Восточного Тянь-Шаня, я не исключаю возможности, что в образовании ледниково-морских осадков Айгулакского и Курайского хребтов принимал участие и другой, южный центр оледенения [57].

Поскольку кутень-булукская свита имеет в Горном Алтае большое географическое распространение, можно предвидеть, что и в других частях этой горной страны в ней будут найдены морские тиллиты.

Эти образования надо искать прежде всего в восточном конце Северных Чуйских Альп к востоку от Чаган-Узунского месторождения, а именно в долине рч. Ак-кай, так как в ее среднем течении Н. Н. Горностаев обнаружил наличие «оригинального тектонита, похожего на конгломерат». Этот конгломерат-тектонит залегает между енисейской и кутень-булукской свитами и является, по мнению Н. Н. Горностаева, древней тектонической брекчией [8]. Я предполагаю, что это — морской тиллит и настоятельно советую тщательно изучить его.

Не меньший интерес представляет и северо-восток Алтая. На северо-восточном берегу Телецкого озера, на мысе Айран, обнажается древняя брекчия, которую С. А. Яковлев считает тектонической, а Н. Л. Бубличенко видит в ней древнюю осьшь [5, стр. 146—147]. Ее фотография, приведенная в работе Н. Л. Бубличенко, наводит на размышления, тем более, что и на противоположном берегу Телецкого озера С. А. Яковлев также наблюдал древнюю брекчию. Столь же любопытную брекчию он видел и в низовьях Чулышмана [56, стр. 440, 445].

Большой интерес представляет и бассейн рч. Чойки между г. Ойрот-Тура и Телецким озером. Там, в правом берегу ее притока — рч. Турь, А. А. Меняйлов наблюдал странные «экзотические клубки» и крупные включения диабазов в сланцах [19, стр. 200, 203]. Эти образования им не были разъяснены и заслуживают самого пристального внимания.

В долине Катунь также необходимо искать морские тиллиты, судя по наблюдениям В. П. Нехорошева, который обнаружил весьма интересные явления. В верховьях рч. Ынырла, впадающей слева в Катунь, в толще известняков с силицилитами им встречен «брекчиевидный конгломерат» [26, стр. 11]. Кроме того, на Катунь около устья рч. Еланду он обнаружил в толще известняков довольно крупную гальку порфирита [31].

Если правильны мои предположения, то эти наблюдения В. П. Нехорошева представляют исключительный интерес, так как протерозойские морские тиллиты должны быть и в верхних горизонтах енисейской свиты, судя по моим наблюдениям в Кузнецком Алатау [50; 47, стр. 77]. При такой постановке вопроса станут вполне понятными те гальки белых мраморов в енисейской свите, которые В. П. Нехорошев принял за гальки кембрийских мраморов, о чем я писал выше на стр. 113. Наконец, те брекчиевидные сланцы и «эффектная роговиковая брекчия», которые были обнаружены В. П. Нехорошевым в древних сланцах Курайского хребта в истоках рч. Квадру, также заслуживают подробного изучения [26, стр. 59].

Верхний протерозой .

К верхнему протерозою я отношу все те тектонические процессы, которые произошли в вышеописанных свитах обоих хребтов до начала кембрийского периода. Они выразились прежде всего в образовании мощной антиклинали СЗ простирания. Судя по размерам этой складки, ширина которой в бассейне Эсконго достигает 9 км и вероятно не меньшего размера в юго-западной части Курайского хребта, надо думать, что тектоника этого типа проявилась на весьма обширной площади, так что ее следы мы должны искать и в других частях Горного Алтая.

Симметричное строение этой антиклинали не дает нам указаний на то, в каком направлении шло тангенциальное давление, и не исключена вероятность, что оно было двусторонним.

После этого произошел второй тектонический процесс, который явился лишь слабым проявлением мощного процесса складчатости, происходившего где-то, повидимому за пределами Горного Алтая. В Айгулакском и Курайском хребтах этот процесс выразился лишь тем, что антиклиналь СЗ простирания подверглась довольно сильной деформации, следы которой мы наблюдаем в следующих трех ее проявлениях. Во-первых, ось антиклинали прогнулась в промежутке между обоими хребтами. Во-вторых, граница между обеими свитами на юго-западном крыле антиклинали оказалась изогнутой и приняла в горизонтальной проекции вид синусоиды. В-третьих, в кутень-булукской свите возник ряд мелких складок самого различного простирания, поскольку эта свита вследствие своей мягкости особенно легко подвергалась смятию. Очень возможно, что явления де-

формации есть следствие не одного, а нескольких тектонических процессов; но в настоящее время я не могу их разграничить. Для меня ясно лишь одно: они образовались позже первой, главной складчатости.

Если сопоставить все эти тектонические процессы с протерозойской тектоникой Кузнецкого Алатау, то бросается в глаза, что и там мы видим ту же последовательность событий, т. е. сначала происходит образование крупных нормальных складок, а затем деформация их [52, табл. 1]. Но вместе с тем наблюдается и существенное различие. Оно заключается в том, что в Кузнецком Алатау главная складчатость имеет СВ, местами даже широтное простирание, тогда как на юго-востоке Горного Алтая главная складчатость имеет СЗ простирание. Естественно возникает вопрос, как связать эти различные направления основной складчатости, т. е. считать ли их проявлением одновременного тангенциального процесса, который создал складки различного направления, или, наоборот, полагать, что это проявления разновременных периодов складчатости. Решение этой задачи имеет существенное значение для стратиграфии, так как от того или иного решения зависит размер того перерыва, который отделяет время отложения протерозойских осадков от начала кембрия.

Я полагаю, что правильнее будет принять первое решение, т. е. считать северо-западную складчатость юго-востока Алтая одновременной с той первоначальной северо-восточной складчатостью Кузнецкого Алатау, которой я дал название байкальской складчатости.

При такой постановке вопроса перед нами встает новая задача: где искать место изгиба, т. е. переход северо-восточных складок Кузнецкого Алатау в юго-восточные (северо-западные) складки Курайского и Айгулакского хребтов. Поскольку в Горной Шории эти складки имеют СВ и широтное простирание, очевидно, что место изгиба надо искать в Горном Алтае и даже не в самой северной его части, ибо к западу от Телецкого озера все еще продолжают северо-восточные складки, как это вытекает из наблюдений А. П. Лебедева и А. А. Меньилова.

В виду того, что рассматриваемый перерыв, отнесенный к верхнему протерозою, я устанавливаю путем его сопоставления с таким же перерывом в Кузнецком Алатау и Енисейском кряже, где во время этого перерыва произошло много событий, то естественно возникает вопрос, какими же событиями, помимо двух уже рассмотренных тектонических процессов, был заполнен этот перерыв в Айгулакском и Курайском хребтах. Такая постановка вопроса тем более законна, что отложения среднего протерозоя на юго-востоке Алтая входят, по-моему, в состав одной и той же обширной геосинклинали, к которой принадлежат протерозойские отложения и Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа.

Наши исследования, охватившие лишь незначительную площадь, не дают полного ответа на этот сложный вопрос; но посредством некоторых сопоставлений и путем анализа тектоники более молодых отложений эти процессы можно наметить.

Я полагаю, что было три таких дополнительных, более молодых процесса: это — интрузия ультраосновных пород, излияние базальтов и распадение протерозойской плиты на глыбы, причем хронологическая последовательность этих событий мне пока неясна.

В различных местах Горного Алтая выступают небольшие массивы ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты; один из них находится в западной части Курайского хребта всего лишь в 12 км к востоку от оз. Чубек-куль [14].

Поскольку все эти серпентиниты залегают только в древних свитах, можно с большой долей вероятности считать их одновременными. М. А. Усов относит их к кембрию [14, стр. 39]; но такое определение их возраста нельзя считать прочно обоснованным, и далеко не исключена вероятность

их протерозойского возраста. Это предположение я обосновываю следующими соображениями.

Во-первых, В. А. Кузнецов решительно подчеркивает, что в юго-восточном Алтае серпентиниты встречаются только в той толще, которую я отношу к протерозою [13, стр. 28].¹ Во-вторых, многие исследователи совершенно правильно подчеркивают, что серпентиниты Горного Алтая являются одновременными с серпентинитами Западного Саяна и Тувинской Республики. Однако еще преждевременно устанавливать возраст алтайских серпентинитов по возрасту западно-саянских ультраосновных пород, как это многие делают, относя последние к кембрию. Этот вывод я считаю мало обоснованным, ибо стратиграфию древних свит Западного Саяна, а следовательно и возраст ультраосновных пород этого хребта еще нельзя считать точно установленными. С другой стороны, в Кузнецком Алатау серпентиниты прорывают только протерозойскую толщу, подобно тому как мы видим это и на северо-западном склоне Восточного Саяна. В Енисейском же крыже ультраосновные породы имеют заведомо протерозойский возраст [51, стр. 57].

Все эти соображения еще не решают вопроса о протерозойском возрасте серпентинитов Курайского хребта. Но они показывают, как важно было бы нам точно определить возраст хотя бы одного массива серпентинитов в Горном Алтае. Решение этой задачи в указанном направлении дало бы сильный толчок и к пересмотру стратиграфии древних отложений не только Западного Саяна, но и Салаирского крыжа [44, стр. 90].

Второй процесс, т. е. излияние базальтовой магмы, еще менее ясен. Я намечаю его потому, что В. А. Кузнецов и К. В. Радугин, независимо один от другого, установили «порфириновый отдел» в двух различных частях Горного Алтая, а именно в восточном конце Северных Чуйских Альп около Чаган-Узунского ртутного месторождения и в северной части Алтая на Катуні около Чемала. Анализ их наблюдений показывает, что «порфириновый отдел», это — кутень-булукская свита с порфиритами и диабазами. Правда, В. А. Кузнецов считает эти диабазы одновозрастными с теми сланцами, в которых они залегают; но это требует проверки. Я напомню, что подобные ошибочные представления существовали и еще поныне существуют по отношению к протерозойским диабазам юга Средней Сибири.

Очень возможно, что в Айгулакском хребте проявлением именно этого древнего вулканического цикла является единственный дайк древнего диабаза к северу от оз. Чубек-куль. Это тем более возможно, что восточнее этого озера обнаружены более многочисленные проявления вероятно того же вулканического цикла [3].

Наконец, в Айгулакском хребте отчетливо намечаются следы особых процессов, которые я связываю с распадением на отдельные глыбы той плиты, в которую превратились во время верхнего протерозоя среднепротерозойские отложения Алтая. Этот вопрос я рассмотрю впоследствии.

Заключительным аккордом является мощный эрозионный цикл. Но он стоит на грани протерозоя и кембрия, и мне пока неясно, в какой мере он является протерозойским.

Я прекрасно понимаю, что все изложенные факты и соображения не являются убедительными для того, чтобы описанный перерыв в Горном Алтае признать достаточно большим и выделить его в верхний протерозой.

Но если мы, опираясь на енисейскую и кутень-булукскую свиты, проследим судьбу этого перерыва от Горного Алтая через Кузнецкий Алатау до северного конца Енисейского крыжа, то в этом последнем мы отчетливо увидим громадный размер данного перерыва. Я добавлю, что этот перерыв

¹ Кроме того, и в Катунских Альпах серпентиниты прорывают только ту свиту, которая считается докембрийской [22].

в Енисейском крыже мне рисуется теперь, на основании учета всех докембрийских магматических пород, даже более крупным, чем я изобразил его в своей первой работе [51, стр. 55—59].

Затем, не в виде доказательства, а для пояснения, я напомним одну интересную подробность, касающуюся стратиграфии протерозойских отложений Северной Америки.

Там, как известно, бельтская свита, к тому же весьма сходная с енисейской свитой Сибири, относится к среднему протерозою. Верхний протерозой представлен эффузивами и континентальными отложениями, за которыми последовал период складчатости с образованием гранитной интрузии. Закончился верхний протерозой мощным эрозионным циклом [58, стр. 160]. Казалось бы, намечено не так много событий для выделения верхнего протерозоя; тем не менее их количество было признано достаточным. В Енисейском же крыже мною намечено в верхнем протерозое не меньшее количество событий [51, стр. 57—58].

Кембрий

В конце верхнепротерозойской эры, а может быть и в начале кембрийского периода произошел мощный эрозионный цикл; он превратил в пепел не только весь описываемый участок, но повидимому и значительную часть юго-востока Алтая, если не больше, как я на это уже давно указывал [49, стр. 1468]. Затем, несомненно в кембрийский период произошло эпейрогеническое опускание, обусловившее трансгрессию моря, которое в пределах Айгулакского хребта началось непосредственным отложением известняков без прибрежных фаций в виде песчаников или базального конгломерата. Накаких следов наземной вулканической деятельности, которая могла бы предшествовать этой трансгрессии и являлась кембрийской, мы не видим в Айгулакском хребте.

Однако наличие прослоев вулканических туфов в кембрийских мраморах указывает на то, что вскоре после начала этой трансгрессии произошли извержения кислых лав на поверхности суши, находившейся вероятно неподалеку. Эта суша располагалась повидимому к югу от Айгулакского хребта, так как в Курайском хребте — по р. Верхний Ильдугем — кембрийские известняки с археоциатами сохранились и поныне, как показывают наблюдения К. В. Радугина [38, стр. 12]. Прослой туфов и серпичито-кварцевых сланцев, а также глинистых сланцев с конгломератами в этих мраморах указывают на то, что во время отложения этой толщи происходили эпейрогенические колебания суши (или дна моря), что обуславливало перемещение береговой линии и появление терригенных осадков. Количество последних особенно велико в верхнем отделе сохранившейся части кембрийской свиты.

Характерная особенность кембрийских мраморов заключается в том, что они содержат меньше 1% углекислого магния, если судить по двум анализам.

Точное время этой трансгрессии нам неизвестно, и не исключена вероятность, что она имеет среднекембрийский возраст, подобно трансгрессии на юге Средней Сибири (52, стр. 15; 47, стр. 80).

После отложения кембрийских осадков происходит эпейрогеническое поднятие, которое захватывает повидимому большую площадь юго-востока Алтая. Начинается эрозионный цикл. Он совершенно смыкает кембрий на значительных пространствах, оставляя местами лишь небольшие и невысокие останцы его пород. Один из таких останцов длиной свыше 11 км и всего лишь в 600—700 м высотой сохранился и в Айгулакском хребте, где сейчас мы наблюдаем лишь его северо-восточный конец в крыле крутой синклинали долины Бельгебаша.

Время возникновения этого эрозионного цикла нам неизвестно, ибо в Айгулакском хребте виден лишь его заключительный момент, так как останец кембрийских пород покрывается красноцветной свитой верхнего силура. Кроме того, даже более древние порфириновые покровы верхнего силура местами лежат уже непосредственно на протерозое.

Но можно без сомнения признать, что этот эрозионный цикл начался значительно раньше, так как около Чаган-Узунского месторождения силурийские отложения с фауной залегают непосредственно на протерозое, а кембрий обнаруживается лишь в виде гальки в базальном конгломерате силура; осадки этого силура несомненно древнее красноцветной свиты.

Отсутствие заметного углового несогласия между кембрием и красноцветной свитой верхнего силура подчеркивает, что во время этого длительного промежутка времени кембрийские отложения Айгулакского хребта не испытали крупной складчатости, которую можно было бы рассматривать как проявление салаирской или таконийской складчатости. Только одно — единственное — наблюдение наводит на мысль, что кембрийская толща все же повидимому была собрана в очень пологие складки СВ простирания, которые являются выражением или салаирского или таконийского тектогенеза.

Подтвердится этот вывод или нет, ясно одно: в кембрийских отложениях Айгулакского хребта совершенно отсутствует крупная складчатость, которой можно было бы приписать возраст древнее верхнего силура.

Казалось бы, что этот вывод дает нам право распространить его на большую площадь и подчеркнуть, что на юго-востоке Алтая мы видим уже платформу, в противовес Горной Шории, где была кембрийская геосинклиналь. В пользу этого говорит и намечающаяся близость кембрийской суши, о чем я писал выше.

Однако я не исключаю возможности, что в Горном Алтае мы со временем вскроем более сложные соотношения, сущность которых я разъясню впоследствии.

Нижний силур (?)

В пределах описываемых хребтов мы не видим палеонтологически охарактеризованных отложений нижнего силура. Однако не исключена возможность, что к нижнему силуру относится та неопределенного возраста свита сланцев, которая лежит к востоку от Кок-куля и Чубек-куля. Это предположение основано, с одной стороны, на том, что сланцы этой свиты обладают весьма характерной ленточной текстурой, которая сближает эту свиту с такой же свитой, недавно обнаруженной А. С. Мухиным в Курайском хребте, где «ленточная свита» оказывается моложе кутень-булукской свиты. С другой стороны, полное отсутствие фауны в ленточной свите этих обоих мест исключает возможность отнесения данной свиты к верхнему силуру, отложения которого на юго-востоке Алтая палеонтологически хорошо охарактеризованы, как мы видим это, например, в мощной чуйской свите, выступающей в правом склоне долины Чуи между устьем Айгулака и Катунью.

Верхний силур

После длительного континентального перерыва вновь происходит эпейрогеническое опускание и наступает трансгрессия мелкого эпиконтинентального моря, отложившего мощную толщу красных песчаников и глинистых сланцев, которые образовались повидимому в условиях жаркого климата.

Возраст этой красноцветной свиты в нашем районе не поддается непосредственному определению. Однако большая мощность и характерный литологический состав этих осадков указывают на то, что в других частях Гор-

ного Алтая мы должны искать и можем найти эквиваленты этой свиты. Действительно, мы их находим в трех различных местах.

Во-первых, как я указывал, ее обнаружил П. В. Курышев в верховьях р. Тары — правого притока р. Джасатер (Ясатер), т. е. в 65 км к ЮВ от пос. Баротал. Там они представлены красными песчаниками и красными сланцами с прослоями мраморов, фауна в которых указывает, что эта красноцветная свита имеет возраст верхней части верхнего силура.

Во-вторых, красноцветная свита с брахиоподами и кораллами верхне-силурийского возраста была обнаружена Н. И. Большаковым южнее Джасатера в истоках р. Алахй. По определению В. Б. Чернышева эта фауна тождественна фауне красноцветной свиты верхнего силура Тувинской Народной Республики [32].

Наконец, в районе Телецкого озера Н. Л. Бубличенко обнаружил красноцветную свиту, которую он относит к верхнему силуру на основании того, что в ее известняковых прослоях он обнаружил *Whitefieldella didyma* Dal m., *Favosites* sp., *Syringopora* sp. и др. [5].

Таким образом, повидимому весь восток Горного Алтая был покрыт красноцветной свитой верхнего силура, и возраст этой свиты в Айгулакском хребте едва ли может вызывать сомнение.

Надо подчеркнуть, что отложению этой свиты предшествовали излияния порфиритовых лав. В описываемом районе они представлены лишь небольшими, едва уцелевшими от размыва остатками покровов, которые сохранились между истоками Эсконго и Чулындаша, а также в верхнем течении Ербалыка.

Их возраст не устанавливается непосредственными наблюдениями; но в правом склоне долины Чуи — между устьями Ербалыка и Бельгебаша — эти эффузивы подстилают красноцветную толщу, как показывают наблюдения Н. Н. Горностаева [8]. Эти покровы размывались до отложения красноцветной толщи; мало того, они размывались и во время ее отложения, как об этом свидетельствуют гальки метаморфизованных туффов среди внутриформационных конгломератов этой свиты, а также прослой (?) метаморфизованных туффитов, обнаруженные нами в этой последней.

В высшей степени замечательно, что в базальном конгломерате этой свиты, т. е. восточнее долины Бельгебаша, нам не удалось найти ни одной гальки порфирита. В связи с полным отсутствием порфиритов под конгломератами это обстоятельство говорит о том, что спуск материала очевидно шел в направлении с востока на запад, а не обратно.

Я полагаю, что красноцветную свиту и порфиритовые покровы Айгулакского хребта, а также всего востока Горного Алтая надо сопоставлять с тем мощным эффузивно-осадочным комплексом, который хорошо известен по окраинам Минусинской котловины, где я давно стремлюсь доказать его верхнесилурийский возраст [46, стр. 14; 50, стр. 55; 52, стр. 19].

После отложения красноцветной свиты происходила интрузия гранита, которой предшествовала повидимому небольшая складчатость. Эта интрузия не вскрыта эрозией, и ее присутствие доказывается лишь наличием крупной полосы кварцевых жил, обусловивших ороговикование песчаников и превращение в яшмы глинистых сланцев красноцветной свиты. Полоса кварцевых жил вытянута в СЗ направлении, а к ВЮВ от нее среди протерозойских свит выступает гранитный интрузив, также вытянутый в СЗ направлении, если судить по его юго-западному контакту. Поэтому вполне возможно предположить, что этот гранит является одновременным с тем еще не вскрытым интрузивом, который создал кварцевые жилы; даже больше того, не исключена возможность, что именно с ним генетически связаны эти кварцевые жилы.

Косвенным подтверждением правильности этой мысли являются следующие два обстоятельства. Во-первых, об этом говорит отсутствие галек

гранита в базальном конгломерате красноцветной свиты, которые должны были бы присутствовать, если бы гранит был древнее этого конгломерата, ибо снос материала при формировании конгломерата шел с востока на запад. Во-вторых, этот гранит значительно древнее пермо-карбона, базальный конгломерат которого лежит на размытой поверхности гранита.

После гранитной интрузии происходит эпейрогеническое поднятие и начинается эрозионный цикл.

В Айгулакском хребте это поднятие и размыв произошли очень неравномерно. В самом деле, в верховьях Ербалыка красноцветная толща имеет громадную мощность, т. е. около 4000 м, тогда как к востоку от низовьев Бельгебаша она едва достигает 400 м. Очевидно, что тот участок, который располагается к ЮВ от низовьев Бельгебаша, испытал значительно большее поднятие. Это обстоятельство я ставлю в связь и с предыдущим указанием на то, что при формировании базального конгломерата красноцветной свиты снос материала шел с востока на запад.

В заключение необходимо сказать несколько слов о чуйской свите верхнего силура, которая выступает к западу от описываемого участка и прослеживается в долине Чуи от устья Айгулака до Катуня. Если правильны мои соображения о верхнесилурийском возрасте красноцветной свиты, которую следует считать верхним ярусом верхнего силура, и если учесть, что в долине Бельгебаша между ней и нижним девоном нет никаких следов чуйской свиты, то приходится сделать вывод, что эта последняя древнее красноцветной свиты и является нижней частью верхнего силура. Затем очевидно, что между чуйской и красноцветной свитами был перерыв, во время которого происходили наземные излияния порфиритов. Накопец, невольно обращает на себя внимание полное отсутствие чуйской свиты в пределах изученной нами части Айгулакского, Курайского и Сумультинского хребтов. Трудно себе представить, чтобы эта свита здесь не отлагалась, ибо устье Айгулака находится всего лишь в 15 км к западу от устья Бельгебаша. Вернее предположить, что она отлагалась и в изученном нами участке. Это тем более вероятно, что дальше к востоку — в Курайском хребте — базальный конгломерат верхнего девона содержит гальки известняка с верхнесилурийской фауной [12, стр. 113]. Но в описываемом участке эта свита была смыта еще до излияния порфиритов, ибо эти последние залегают непосредственно на енисейской свите, как мы это видим между истоками Эсконго и Чулындаша. Если это так, значит в описываемом участке мы имеем еще одну трансгрессию моря и еще один эрозионный цикл, который происходил после отложения осадков этого моря, но до начала отложения красноцветной свиты.

Нижний девон

Новое эпейрогеническое опускание приводит к трансгрессии моря, отложившего в Айгулакском хребте мощную толщу терригенных осадков с многочисленными прослоями известняков. Все исследователи относят осадки этого моря к живетскому ярусу среднего девона. Однако тщательное определение кораллов показало, что эти осадки нельзя считать живетским ярусом. Это — или нижние горизонты среднего девона или, вернее всего, нижний девон, судя по наличию такой формы, как *Zaphrentis mirabilis* Billings.

Наличие же около устья р. Ербалык сланцев с кораллом *Thamnophyllum* ex gr. *stachei* P n k. точно устанавливает нижнедевонский возраст этой трансгрессии.

Осадочная брекчия, лежащая в основании нижнего девона и содержащая гальки известняков енисейской свиты, показывает, что красноцветная

свита местами была уже совершенно смыта, и перед трансгрессией нижне-девонского моря размыву подвергались даже протерозойские свиты.

Темносерый цвет песчаников, а также черный цвет глинистых сланцев и подавляющего большинства известняков девонской толщи резко отличается от красного цвета песчаников и глинистых сланцев верхнего силура, что указывает на крупное изменение климатических условий. Смена климатов, потребовавшая значительного промежутка времени и сказавшаяся в столь резком изменении цвета и состава осадков обеих свит, также говорит о наличии между ними перерыва.

Я уже давно и не раз указывал на необходимость рассматривать подобное явление как доказательство перерыва и предложил называть его «климатическим несогласием» [50, стр. 57 и 59; 51, стр. 17]. В данном случае мы имеем новый пример такого климатического несогласия.

Весьма показательно, что эта смена климатов, которая в Горном Алтае произошла на рубеже девонского и силурийского периодов, вполне совпадает с такой же сменой климатов, которая и на юге Средней Сибири является гранью между девоном и верхним силуром, согласно моим представлениям [52, стр. 26; 50, стр. 57].

Мы видим, что эти представления относительно Горного Алтая и особенно юга Средней Сибири [37] противоречат выводам палеонтологов. Но в этой своеобразной борьбе, которая завязывается между палеонтологическим и климатологическим методами исследования, сказывается, по-моему, недостаточная сила палеонтологического метода. Эта потребность при разрешении стратиграфических задач усилить палеонтологию изучением климатов чувствуется давно [59]. Она нашла яркое выражение и в работах XVII сессии Международного геологического конгресса, на котором вопросы палеоклиматологии были выдвинуты именно по почину палеонтологов [18, стр. 212].

Во время отложения нижнего девона также происходили эпейрогенические колебания, как показывает не только переслаивание терригенных и биогенных осадков, но и наличие внутриформационных конгломератов. Среди последних были найдены обломки халькопирита и галька скрытокристаллического мрамора с кристаллом того же минерала. Эти наблюдения впервые показывают, что в юго-восточной части Горного Алтая еще до начала нижнедевонской эпохи происходило образование гидротермальных или контактово-метасоматических месторождений меди. Очень возможно, что медное месторождение на рч. Ярлу-Айры — притоке Чибита, залегающее среди енисейских известняков, является одним из примеров медного оруденения того времени [24].

Кроме того, эти внутриформационные конгломераты дают нам возможность сделать два одинаково вероятных вывода. Во-первых, если халькопирит генетически связан с теми же процессами, которые создали кварцевые жилы в красноцветной свите, то возраст этих жил безусловно устанавливается как додевонский. Во-вторых, если халькопирит имеет возраст более древний, чем верхний силур, значит и во время отложения нижнего девона где-то неподалеку была суша, с поверхности которой красноцветная толща уже была смыта, что намечает близкую границу нижнедевонского моря.

Повидимому вскоре, а может быть даже тотчас после отложения нижнего девона начинается поднятие и эрозийный цикл. При этом происходит не повсеместное поднятие, а подъем сравнительно ограниченного участка, западный край которого находится к востоку от низовьев Бельгеша. Вследствие этого нижнедевонские отложения на очень коротком расстоянии подвергаются весьма неравномерному размыву. Достаточно напомнить, что к западу от низовьев Бельгеша их мощность превышает 1200 м, а к востоку от него едва ли достигает 400 м, хотя в истоках Бельгеша мы не видим различия в мощности этих осадков.

Складчатость после нижнего девона

Вышеуказанное своеобразное поднятие было вероятно не эпейрогеническим процессом обычного типа, а кратковременным введением к тому периоду складчатости, который в бассейне Бельгебаша согнул в нормальную, крутую симметричную складку мощный комплекс пород, состоящий из нижнего девона, красноцветной свиты верхнего силура и кембрия.

Проявление этой складчатости мы видим и на Кадрине, где сохранилось лишь одно крыло мощной синклинали. Это была складчатость СЗ простирания, но она проявилась в очень странной форме.

В самом деле, если мощная толща каких-либо осадков, залегающая на горизонтальной поверхности древних пород, собирается в нормальные складки, которые затем подвергаются размыву, то расстояния между размытыми синклиналями и эпиклиналями обычно примерно одинаковы. Между тем на карте видно, что расстояние между бельгебашской синклиналью и крылом синклинали на Кадрине вдвое шире бельгебашской синклинали. Это несоответствие станет еще более изумительным, если обратить внимание на южную часть карты, где от устья Бельгебаша до пос. Баротал и много дальше к востоку мы не видим ни одной синклинали, аналогичной бельгебашской. Правда, я предполагаю, что восточнее озер Кок-куль и Чубек-куль проходит надвиг, который может быть перекрыл юго-восточный конец красноцветной свиты севернее оз. Сарулу-куль. Но между устьем Бельгебаша и оз. Чубек-куль нет таких надвигов или сбросов, наличие которых могло бы облегчить эрозионным процессам уничтожение красноцветной свиты на участке между оз. Чубек-куль и верховьями Сардымы. Эти дизъюнктивы отсутствуют также между пос. Чибит и пос. Баротал. Очевидно, что обособленное существование бельгебашской синклинали обусловлено какой-то иной причиной.

Затем, если сравнить бельгебашскую синклиналь с полосой красноцветной свиты на рч. Кадрине, то бросается в глаза второе несоответствие. Бельгебашская синклиналь согнута в виде плавной и крутой дуги, которая своей выпуклостью обращена к СВ; но в полосе красноцветной свиты на Кадрине мы не видим даже намека на этот изгиб, хотя эта полоса имеет в длину около 16 км.

Это несоответствие можно было бы объяснить следующей причиной. Во-первых, можно предположить, что процесс изгибания бельгебашской синклинали в виде дуги есть процесс более поздний, чем сама северо-западная складчатость, о чем я уже писал (см. стр. 139); во-вторых, после образования северо-западной складчатости произошли между двумя складками дизъюнктивные перемещения, выдвинувшие древние толщи. Тогда вследствие наличия такого барьера последующее тангенциальное давление, согнувшее бельгебашскую синклиналь, не отразилось на синклинали Кадрина. Однако я не вижу никаких следов этих промежуточных дизъюнктивных нарушений; кроме того, обе полосы красноцветной свиты (и девона) лежат на одинаковой абсолютной и относительной высоте. Поэтому разгадку надо искать в другом.¹

Не исключена возможность и даже очень вероятно, что древний фундамент, на котором лежала красноцветная свита с нижним девоном, был механически настолько неоднороден, что залегавшие на его поверхности свиты не могли образовывать ряды параллельных друг другу складок обычного типа; эти последние развивались обособленно, только на определенных участках, и расстояния между складками не определялись размерами самих

¹ Теперь я начинаю думать, что красноцветная свита р. Кадрин, это — пермокарбон, что изложено более подробно в моей статье, указанной выше в подстрочном примечании на стр. 143.

складок. Сущность этого процесса нам станет более ясна после рассмотрения тектоники пермо-карбоновых отложений.

Во всяком случае надо подчеркнуть, что — как это ни странно — в исследованной части Горного Алтая это был первый период крупной складчатости от начала кембрия. Она произошла еще до отложения пермо-карбоновых осадков, так как в верховьях Хорумду-Айры, т. е. всего лишь в 1.5 км к востоку от базального конгломерата верхнего силура, пермо-карбон, представленный конгломератами, лежит непосредственно на протерозое. Короче говоря, пермокарбоновые конгломераты начали отлагаться после того, как нижнедевонские отложения, очевидно уже подвергшиеся складчатости, были в этом месте совершенно смыты (см. также рис. 27).

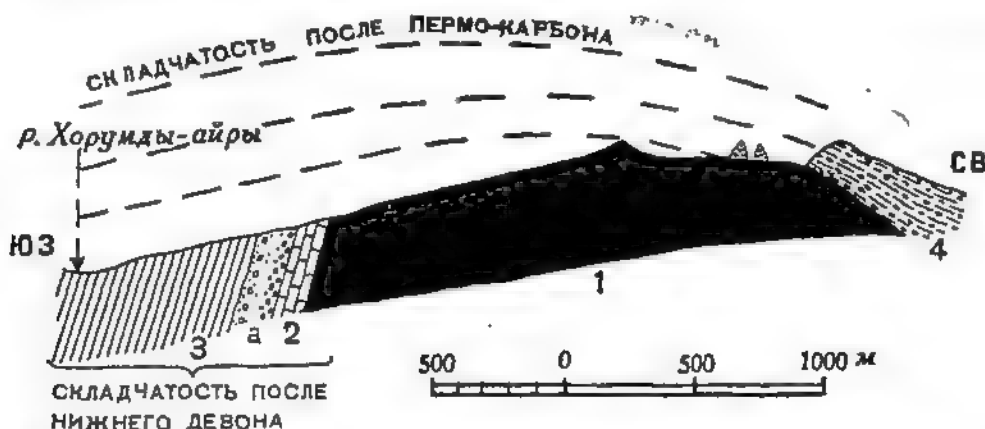


Рис. 27. Соотношение между складчатостью пермо-карбоновых и нижнедевонских отложений к востоку от верховьев р. Бельгебаш.

4 — пермо-карбоновые конгломераты; 3 — верхний силур с базальным конгломератом (1); 2 — кембрий; 1 — протерозой (нутень-булукская свита).

Еще большую ясность в этот вопрос вносят наблюдения Н. Н. Горюстаева, произведенные в Курайской степи. Там, на юго-западном склоне Курайского хребта пермо-карбоновые отложения, имеющие базальный конгломерат, лежат без углового несогласия на красноцветной свите, возраст которой относится к верхним горизонтам среднего девона или к началу верхнего девона, как показывает довольно обильная фауна [8].

Если в этом месте между пермо-карбоном и началом верхнего девона не происходило складчатости, то мы можем сделать вывод, что в долине Бельгебаша синклиналь нижнедевонских отложений образовалась до начала верхнего девона, т. е. в среднедевонскую эпоху. Этот вывод, ценный сам по себе, дает нам новое, дополнительное доказательство в пользу того, что девон долины Бельгебаша нельзя считать живетским ярусом.

Мало того, при такой постановке вопроса становится вполне вероятной моя мысль, выраженная в начале этой главы, о том, что неравномерный размыв нижнего девона был преддверием рассматриваемой складчатости. Однако этот вывод о возрасте складчатости приходится делать с осторожностью, ибо в Горном Алтае надо очень осмотрительно экстраполировать тектонические процессы, как я разъясню это в главе «Тектоника древних глыб».

Вместе с тем любопытно отметить, что В. П. Нехорошев на основании косвенных соображений уже высказал предположение о наличии на Алтае тектонической фазы между средним и верхним девоном [27, стр. 33]. Только мне трудно опираться на соображения этого исследователя, ибо мы с ним расходимся в определении возраста бельгебашского девона.

Пермо-карбон

После длительного континентального перерыва наступает трансгрессия моря, которое покрыло юго-восток, а может быть и значительно большую часть Горного Алтая.

В данном участке мы видим лишь его прибрежную часть, которая временами становилась очень мелкой и превращалась в болото с последующим образованием углистых сланцев, а временами углублялась, судя по тому, что среди песчаников и сланцев мы встречаем прослой известняка с морской фауной.

На основании прекрасно сохранившихся остатков растений возраст этих отложений определяется как верхнекаменноугольный или нижнепермский.

В пермо-карбонных отложениях есть одна особенность, которую следует отметить. По наблюдениям А. С. Мухина угленосная свита на рч. Ак-Таш покрывается красноцветной свитой с эффузивами. Условия ее налегания не совсем ясны, и не исключена вероятность, что она лежит трансгрессивно; но во всяком случае исключается возможность тектонического контакта обеих свит. А. С. Мухин полагает, что красноцветная свита может быть не только верхним палеозоем, но и мезозоем [20, стр. 70]. Эти наблюдения полезно сопоставить с данными В. П. Нехорошева, который обнаружил угленосную свиту на водораздельном плато между верховьями Абакана и притоками Чулышмана и Телецкого озера. Там, в 15 км от Эжеминского месторождения магнетита, он обнаружил, что в составе угленосной свиты участвуют красные песчаные и глинистые сланцы, а также красные железисто-глинистые песчаники. причем толща песчаников и сланцев с прослоями углей залегает между красноцветными толщами [24]. Следовательно, у нас есть основания не отчленять красноцветную толщу Ак-Таша от пермо-карбона. Эта особенность, а также наличие эффузивов резко отличают пермо-карбон Горного Алтая от пермо-карбона Кузнецкого бассейна.¹

Варисская (?) складчатость

После отложения пермо-карбона начинается новый период складчатости, который в пределах Айгулакского хребта создал в этих отложениях крутые складки СЗ простираения. Эту складчатость нельзя рассматривать как следствие деформации, связанной с образованием сброса, идущего вдоль юго-западной границы пермо-карбона, ибо ширина складчатой полосы достигает 1 км. Это — региональная складчатость.

Однако, сопоставляя эти формы тектоники с условиями залегания пермо-карбона на Ак-Таше, мы видим, что там пермо-карбон собран не в крутые, а в пологие складки, которые к тому же имеют широтное простираение [20]. Столь большое несоответствие, которое к тому же обнаруживается на таком коротком расстоянии, заставляет думать, что региональная складчатость в пермо-карбоне не могла развиваться свободно и создавать прямолинейные складки одинаковой напряженности, хотя литологический состав и мощность самой свиты вполне этому благоприятствовали.

Я предполагаю, что причина этого лежит также в поведении фундамента. Доказательством правильности этого предположения является и та часть полосы пермо-карбона, которая лежит к востоку от верховьев Хорумду-Айры.

Толща конгломератов, залегающая в основании пермо-карбона, круто падает к СВ, а дальше к ЮЗ останцы конгломератов лежат на почти горизонтальной поверхности протерозоя. Казалось бы, что эти останцы намечают размытый свод антиклинали, к ЮЗ от которого должно быть ее второе крыло. Но это крыло отсутствует. Больше того, для него даже нет места. Получается ненормальная однобокая синклиналь, центральная часть которой, представленная песчано-сланцевой толщей, осложнена складчатостью, а северо-восточное крыло размыто.

¹ Очень возможно, что к этим отложениям, как я уже указывал, относится и красноцветная свита р. Кадриня.

Создается такое впечатление, что полоса пермо-карбона была собрана в складки только на склоне Айгулакского хребта; но к ЮЗ от этой полосы протерозойский массив самого хребта представлял собой такой жесткий фундамент, на поверхности которого складки не могли развиваться, и пермо-карбон лежит на нем горизонтально. Повидимому, он в былое время перекрывал дислоцированный девон долины Бельгебаша (рис. 27).

Нам неизвестно время образования складчатости в пермо-карбонových осадках. Повидимому, это была одна из фаз варисской складчатости; но не исключена возможность, что это была тянь-шанская складчатость начала мезозоя.

Древняя глыбовая тектоника

Я уже давно развиваю ту мысль, что в Средней Сибири протерозойская плита была разбита на глыбы, которые в последующие времена могли вести и действительно вели себя тектонически обособленно, переживая неодинаковые циклы. В порядке первого приближения я считал такими глыбами Енисейский кряж, Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саян, а также Минусинскую и Кузнецкую котловины, причем две последние в противовес предыдущим я считал опущенными глыбами. Горный Алтай в целом также рисовался мне отдельной глыбой [46, стр. 18].

Сначала мне казалось, что процесс распада плиты на глыбы произошел после кембрийского периода; но затем я внес существенную поправку и указал, что этот процесс является протерозойским [47, стр. 550]. Позже мне стало ясно, что и размеры глыб значительно меньше, чем я предполагал; в частности Кузнецкий Алатау представляет собой не одну, а по крайней мере две глыбы [52, стр. 18; 51, стр. 55].

Эту идею распада протерозойской плиты на глыбы в применении к юго-востоку Горного Алтая не так давно стал развивать и Н. Н. Горностает с тем отличием, что по его представлениям глыбы сформировались лишь к началу верхнего силура [7, стр. 71].

Исследованный нами участок слишком мал для того, чтобы решать подобные вопросы. Однако многие странности его тектоники и изменения мощностей осадков станут вполне понятными, если стать на эту точку зрения. Начнем с наиболее яркого примера, каким является бельгебашская синклиналь. Ее совершенно обособленное существование и отсутствие подобных синклиналей на большом пространстве между Бельгебашем и пос. Баротал можно легко понять, если допустить, что восточная часть Айгулакского хребта вместе с западной окраиной Курайского хребта представляли собой жесткую глыбу, а несколько западнее Бельгебаша находилась вторая такая же глыба. Шов между этими глыбами представлял собой более податливый участок, в котором легко могли опускаться выпшележащие осадки уже после их образования, а последующий тангенциальный нажим собирал их в складки, причем давление обеих глыб способствовало этому сжатию. Осадки, лежавшие на поверхности самих глыб, могли оставаться горизонтальными или почти горизонтальными и легко уничтожались при последующем эрозионном процессе.

Существование этого шва между глыбами должно было давать себя знать при каждом тангенциальном напряжении в виде неравномерных поднятий или опусканий отдельных глыб. Если это напряжение происходило во время отложения осадков, покрывавших глыбы, оно должно было сказываться или в изменении фаций или в изменении петрографического состава галек этих осадков. Если же напряжение происходило после завершения осадочного цикла, то над приподнятой глыбой начинался наиболее сильный размыв. Все эти явления, как мы видели, очень хорошо прослеживаются к востоку от низовьев Бельгебаша. В самом деле, в этом месте нижний девон подвергся очень сильному размыву еще до складчатости.

Но еще раньше и в том же месте был очень сильно размыт верхний силур. Это показывает, что вертикальные движения глыбы происходили дважды, т. е. и после нижнего девопа и после верхнего силура.

Я напомню, что и состав галек базального конгломерата верхнего силура очевидно не случайно павел меня на мысль о том, что снос материала при формировании этого конгломерата происходил с востока, т. е. с более высокого места. Мало того, ведь наиболее сильный размыв именно этого места произошел даже еще раньше, т. е. до отложения верхнего силура, как мы видели это по размыву кембрийских осадков. Больше того, движение этой глыбы давало себя знать и во время отложения кембрийских осадков, в чем нетрудно убедиться, если вспомнить, что мощность кембрийских мраморов, слагающих нижний отдел кембрийской свиты, сильно уменьшается в направлении к югу на довольно коротком расстоянии.

Все это показывает, что к юго-востоку от Бельгебаха мы действительно видим западный край древней глыбы, которая проявляла себя уже в кембрийский период, а возникла она вероятно еще раньше. Эта глыба по-видимому никогда не делала резких, крупных вертикальных движений, так что едва ли она когда-либо являлась «горстом».

В таком представлении есть одно противоречие, которого я пока не могу объяснить: это — поведение магматических пород. Казалось бы, если существует шов между глыбами, то именно он должен явиться тем путем, по которому должна подниматься магма или ее производные.

Правда, кварцевые жилы, а также явления ороговикования, которые наблюдаются в красноцветной свите на обоих крыльях бельгебахской синклинали, вполне понятны с этой точки зрения, особенно если учесть, что сама мульда красноцветной толщи перекрыта нижним девоном, который отложился после образования кварцевых жил. Но положение гранитного интрузива в стороне от этого шва становится непонятным.

Вторым примером такой же синклинали, образовавшейся между двумя глыбами, я склонен считать синклиналь красноцветной свиты вдоль Кадрина; но она очень слабо изучена нами. Можно только отметить одну ее подробность: это — кварцевые порфиры, которые расположились в пределах этой синклинали, правда в виде лишь одного небольшого штока.

Третий пример, это — складчатая полоса пермо-карбона. Я присоединяю ее к этому своеобразному типу складок, возникающих над швом между глыбами, именно потому, что ее базальные конгломераты еще сохранились на почти горизонтальной поверхности древней глыбы, как мы видели в истоках Хорумду-Айры. В отличие от первых двух складок, из которых каждая представляет собой простую синклиналь, пермо-карбоновая полоса образовала несколько параллельных складок. Возможно, что эта особенность обусловлена мягкостью самих пород, которые могли создавать более мелкие складки.

Все высказанные соображения о воздействии древних глыб на тектонику более молодых отложений я выдвигаю лишь в виде рабочей гипотезы и предлагаю проверить ее в других частях Горного Алтая.

Если эти представления правильны, то в других частях Алтая мы должны будем наблюдать резкие различия в последовательности отложения палеозойских осадков, т. е. резкое изменение мощностей одних и тех же свит, а также выпадение отдельных горизонтов и даже свит. Кроме того, мы должны будем обнаружить различную интенсивность складчатости одного и того же возраста в разных участках, вплоть до того, что толща, смятая в крутые складки в одном участке, может оказаться недислоцированной в другом. По этим соображениям я и указал выше (см. стр. 157) на преждевременность окончательного решения вопроса о том, что в конце кембрия юго-восток Горного Алтая представлял собой обычную платформу.

Очень может быть, что в Горном Алтае характерные черты стратиграфии и тектоники палеозоя обусловлены именно тем, что палеозой формировался на мелко раздробленном и очень подвижном протерозойском фундаменте.

Уже после того, как моя работа была закончена, я обратил внимание на очень интересную характеристику, которую Б. Ф. Сперанский дает Горному Алтаю. По мысли этого исследователя Горный Алтай представляет собой «участок лабильного неоднократного шельфа, состоящего из трех основных глыб и расположенных между ними узких, исключительно подвижных участков с отложениями, по своему типу приближающимися к геосинклинальному типу» [42, стр. 45]. В этой характеристике я вижу много общего с теми выводами, к которым пришел и я.

Дизъюнктивные нарушения

Исследования Ю. А. Кузнецова и Н. Л. Бубличенко показывают, что Айгулакский хребет и западный склон Курайского хребта разбиты многочисленными сбросами, идущими в различных направлениях, причем некоторые свиты тоже разобщены дизъюнктивами, идущими даже по самой границе между свитами. Наши исследования не подтвердили большинства этих сбросов и надвигов.

Так, между енисейской и кутень-булукской свитами нет дизъюнктивного нарушения ни к востоку от долины рч. Мён, ни в истоках Эсконго — Чулындаша. Оно отсутствует также между кутень-булукской и красноцветной свитами восточнее Бельгебаша, где Н. Л. Бубличенко наметил бельгебашский надвиг, не заметив существование обычного базального конгломерата. Нижнебельгебашский сброс, проведенный им от устья Бельгебаша к оз. Чубек-куль, также отсутствует, ибо южнее западного конца этого сброса продолжается нижний девон горы Ижедру.

Я не вижу также никаких оснований принять и существование среднебельгебашского сброса, который проведен вдоль долины Айрыша, ибо кембрийские известняки обоих его склонов не обнаруживают смещения.

Совершенно отсутствует и верхнебельгебашский сброс, ибо в этом месте нами не замечено никаких смещений ни в девоне, ни в верхнем силуре, ни в кембрии, свиты которых этот намеченный сброс пересекает вкрест их простираения.

По нашим наблюдениям, дизъюнктивные нарушения безусловно существуют лишь в следующих трех местах. Наиболее отчетливым является сброс СЗ направления, проходящий с одной стороны между пермо-карбонем, с другой — между гранитом и енисейской свитой. Вполне вероятно, что это — не простой сброс, а грабен, в котором лежит песчано-сланцевая толща пермо-карбона. Если это так, то мы можем рассматривать этот грабен как доказательство возобновления того шва, разделяющего древние глыбы, над которым раньше сформировалась пермо-карбоновая складчатая полоса. Второе место, это — долина Чуи выше устья Чибита. На правом берегу Чуи выступает базальный конгломерат верхнего силура, который представляет собой продолжение полосы этого конгломерата, идущей параллельно долине Бельгебаша; однако непосредственно к югу от этого обнажения, т. е. на противоположном берегу Чуи, выступают зеленые сланцы кутеньбулукской свиты. Очевидно, в этом месте между сланцами и конгломератами проходит крупный сброс; но нам не удалось установить его простираение.

Третий пример дизъюнктивного нарушения, это — клин кембрийских мраморов, который залегает в сланцах кутень-булукской свиты на южном склоне горы Белькенек. Простираение этого клина СЗ, и не исключена возможность, что эта дислокация связана с предыдущей.

Кроме этих безусловных дизъюнктивов видимо существует тот надвиг, шедший с СВ, который я наметил между енисейской свитой и налегающей на нее свитой неопределенного (нижнесилурийского?) возраста.

Н. Л. Бубличенко, который назвал его кадринским надвигом, считает, что этот надвиг в своей северо-западной части идет между красноцветной и енисейской свитами, что очевидно неверно, ибо между этими свитами мы наблюдаем базальный конгломерат. Эта часть надвига может проходить лишь восточнее, т. е. по долине Кадрина между красноцветной свитой и нижним силуром (?).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Известняки. Известняки енисейской свиты, выступающие у Чуйского тракта к ЮВ от пос. Баротал, а также к СВ от него, едва ли будут иметь применение в ближайшее время. То же самое и в большей мере касается кембрийских мраморов, выступающих на водоразделе между верховьями р. Бельгебаш и Озерной котловиной, а также енисейских известняков долины Эсконго.

Химические анализы этих пород позволяют нам сделать важный вывод об отсутствии доломитов. Мы уже видели, что четыре анализа этих пород показывают ничтожное содержание магния и в енисейских и в кембрийских известняках (см. стр. 104 и 122).¹

Я считаю этот вывод не случайным и думаю, что эти анализы вообще указывают на небольшое количество магния в обеих карбонатных свитах, как это подтверждают и анализы известняков из других мест.

В самом деле, енисейские известняки, выступающие в северной части Алтая около курорта Манжерок, а также мраморы левого склона Катунн выше с. Тавда и имеющие повидимому кембрийский возраст, также содержат немного магния, судя по следующим двум анализам, опубликованным Б. Ф. Сперанским [41, стр. 138].

	Манже- рок	с. Тавда
CaO	54.71	54.88
MgO	0.80	0.80
Al ₂ O ₃ }	0.64	0.32
Fe ₂ O ₃ }		
SiO ₂	0.44	0.52
Потери при прок.	40.77 ¹	43.48
Сумма	97.36%	100.0%

Не менее интересны и анализы мраморов долины рч. Ороктой — левого притока Катунн, которые повидимому являются кембрийскими, судя по их мелкозернистости и розовой окраске, не существующей у енисейских известняков.

Эти анализы, опубликованные Г. Д. Афанасьевым, имеют следующий состав [2]:

Ороктойское месторождение			Кулджукское месторождение		
CaO	55.38	} 99.45	CaO	55.30	} 99.42
MgO	0.41		MgO	0.42	
CO ₂	43.66		CO ₂	43.70	
SiO ₂	0.25	} 0.69	SiO ₂		} 0.66
Al ₂ O ₃	0.10		Al ₂ O ₃		
Fe ₂ O ₃ }	0.10		Fe ₂ O ₃		
FeO }					
H ₂ O (110°)	0.24		H ₂ O		0.04
Сумма	100.14%		Сумма	100.12%	

¹ В подлиннике, очевидно, опечатка. Пересчет показывает, что потеря при прокаливании должна была дать 43.78%, что даст в сумме 100.37%. Значит, в определении магния нет существенной ошибки.

Таким образом все эти, правда, немногочисленные анализы показывают, что карбонатные толщи древних свит в различных частях Горного Алтая бедны магнием. Вместе с тем, по наблюдениям К. В. Радугина известно, что в северной части Горного Алтая среди известняков енисейской свиты существует горизонт доломита [40, стр. 13].

Для юго-востока Алтая мне известны только два случая, когда известняки содержат 13 и даже 20% окиси магния: это — мощный горизонт карбонатных пород к СВ от оз. Чубек-куль за пределами моих исследований, а также енисейские известняки Чаган-Узунского ртутного месторождения. Однако из описаний Г. Д. Афанасьева и А. А. Саукова, приводящих эти анализы, видно, что магний привнесен гидротермальными и магматическими процессами [1, стр. 208; 39, стр. 184].

Следовательно, мы должны с большой осторожностью подходить к вопросу о наличии доломитов в Горном Алтае, ибо в древних свитах они повидимому имеют небольшое вертикальное, а может быть и незначительное горизонтальное распространение.

О г н е у п о р н ы й м а т е р и а л. Силицилиты, выступающие на восточном склоне Айгулакского хребта и представляющие собой прекрасный материал для динаса, конечно не скоро будут использованы. Но условия их залегания показывают, что это — безусловно первично-осадочные кварцевые породы, которые залегают в виде мощных и тонких линз в верхней части енисейской свиты и образуют прерывистый стратиграфический горизонт. Поэтому, если в других частях Алтая встретится надобность в этих породах, их надо искать обязательно среди енисейских известняков и можно найти недалеко от контакта последних с кутень-булукской свитой. При этом, как показали мои исследования, это расстояние может доходить до 500 м, считая в направлении, перпендикулярном к плоскости контакта. Разведывать эти породы надо как пластовые месторождения. Эти указания я давно сделал для Кузнецкого Алатау и сейчас считаю их правильными [50, стр. 72].

Конечно, следует отметить, что могут встретиться случаи, когда пласты протерозойских силицилитов превратились во время древних эрозионных процессов в крупный элювий или делювий, покрытый затем палеозойскими или мезозойскими отложениями; впоследствии эти последние могут быть даже метаморфизованы более поздними гидротермальными процессами. Кроме того, не исключена возможность, что пласты силицилитов могут быть раздроблены и смещены древними дизъюнктивными процессами. Такие участки могут быть легко приняты за коренной выход ненарушенного пласта, и добыча не оправдает надежд. Повидимому, один из таких случаев уже описан в литературе. Он привел к ошибочному выводу о метасоматическом происхождении всех силицилитов и отрицанию их осадочного образования [44, стр. 53].

Д е к о р а т и в н ы й к а м е н ь. Очень красивым облицовочным камнем являются брекчии (морские тиллиты), обнаруженные в долине рч. Мён в 11 км к востоку от пос. Чибит, между 451-м и 453-м километрами Чуйского автомобильного тракта. Это — очень твердые породы темпосерого и темнозеленого цвета, с крупными и мелкими включениями угловатых обломков белого и светлосерого мрамора. Коренные выходы этих пород слабают правый склон долины рч. Мён высотой в 300—400 м на протяжении 1.7 км, так что запасы этого камня здесь достаточно велики. Пробный материал этого камня легко взять из тех крупных глыб, которые в изобилии лежат у подножья склона в нескольких десятках метров от тракта. Расстояние до ближайшей железнодорожной ст. Бийск — 453 км.

Вместе с тем надо подчеркнуть, что среди валунов четвертичной морены в долине Чибита встречаются валуны таких же брекчий и конгломератов, но со включениями самого разнообразного состава. Это — изумительно

красивые породы, отполированная поверхность которых представляет собой густой темнозеленый фон с округленными и угловатыми пятнами пород яркочерного, зеленоватого, желтого, розового и других цветов (рис. 17).

Коренное месторождение этих пород еще не найдено; но мне думается, что его надо искать в долине рч. Ак-кай — левого притока Чаган-Узуна, т. е. в 45 км к ЮВ от пос. Баротал (см. выше стр. 120 и рис. 17).

П о д е л о ч н ы й к а м е н ь. На восточном склоне оз. Чубек-куль выступает свита тонкослоистых сланцев, смятых в мелкие складки. Эти породы серо-желтого цвета изображены на рис. 20 и 21. Я думаю, что они хороши для мелкой отделки и для поделок. Только, к сожалению, сами породы разбиты трещинами, и едва ли можно добывать куски больше 1—2 дециметров в поперечнике.

З о л о т о. Из той зоны кварцевых жил, которые обнаружены между истоками Бельгебаша, Эсконго и Чулындаша, три пробы были исследованы на золото и серебро. Однако все эти пробы оказались пустыми, как показали анализы, произведенные Институтом минерального сырья.

Б И Б Л И О Г Р А Ф И Я

1. А ф а н а с ь е в Г. Д. Новые данные о полезных ископаемых в Курайском хребте. Сб. «Ойротия», Тр. сесс. СОПС по изуч. произв. сил Ойротской авт. обл., изд. АН СССР, 1938.
2. А ф а н а с ь е в Г. Д. О новых месторождениях мрамора в Ойротии. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
3. А ф а н а с ь е в Г. Д. Материалы по петрографии и геохимии Горного Алтая (басс. рр. Башкауса и Чулышмана). Результаты работ в 1936 г. (Рукопись, 1937.).
4. Б а ж е н о в И. К. и М. П. Н а г о р с к и й. Кембрий и протерозой Восточного Саяна в районе г. Красноярск. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., вып. 5, 1936.
5. Б у б л и ч е н к о Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение. Иссл. озер СССР, вып. 9, изд. Гос. гидролог. инст., 1937.
6. Б у б л и ч е н к о Н. Л. Планшет XI-6' (Чубек-Кульский), 1932. (Рукопись.)
7. Г о р н о с т а е в Н. Н. Геология Горного Алтая. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
8. Г о р н о с т а е в Н. Н. Геологическое строение юго-востока Алтая. 1937. (Рукопись.)
9. К о р с у н с к и й А. О мраморах Алтая. (Работы Алтайской эксп.) Вестн. АН СССР, № 8—9, 1935.
10. К р а с н о п е е в а П. С. Некоторые данные о водорослях древнейших отложений Потехинского района Зап. Сибири. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, № 35, 1936, стр. 121—130.
11. К р а с н о п е е в а П. С. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета Хакасии. Мат. по геол. Красноярск. края, № 3, 1937, стр. 41.
12. К у з н е ц о в В. А. Ртутные месторождения Ойротии. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
13. К у з н е ц о в В. А. Чаган-Узунское ртутное месторождение на Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидро-геод. треста, вып. 5, 1934.
14. К у з н е ц о в В. А. и М у х и н А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1—2, 1936.
15. К у з н е ц о в Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, вып. 1, 1936.
16. Л е б е д е в А. П. Геолого-петрографические исследования в Прикатунском районе (Северный Алтай). Мат. по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. IV, изд. АН СССР, 1937.
17. М а с л о в В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Мат. к позн. ископ. водоросл. СССР. Эюд V. Пробл. палеонтол., т. II, 1937.
18. Международный XVII геологический конгресс. Тезисы докладов. ОНТИ СССР, 1937, стр. 212.
19. М е н я й л о в А. А. Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской автономной области в Западной Сибири. Мат. по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. IV, изд. АН СССР, 1937.
20. М у х и н А. С. Эпиконтинентальные отложения в ЮВ Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1—2, 1936, стр. 67—70.
21. М у х и н А. С. Курайское месторождение ртути в ЮВ Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, 1937.

22. С пер а н с к и й Б. Ф. Новое в геологии Западной Сибири 1937 г. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 6, 1937, стр. 24.
23. Н е х о р о ш е в В. П. Тектоника и рельеф Горного Алтая. Геол. вестн., т. V, № 1—3, 1926.
24. Н е х о р о ш е в В. П. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 9, 1930, стр. 39—64 (табл. 1).
25. Н е х о р о ш е в В. П. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
26. Н е х о р о ш е в В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 177, 1934.
27. Н е х о р о ш е в В. П. Основные черты геологии Горного Алтая. Сб. «Ойротия». Тр. сесс. СОПС по изуч. произв. сил Ойротск. авт. обл., изд. АН СССР, 1938.
28. Н е х о р о ш е в В. П. Тектоника Алтая. Международный XVII геологический конгресс. Тезисы докладов. ОНТИ СССР, 1937, стр. 151.
29. Н е х о р о ш е в В. П. Кембрий и докембрий в Горном Алтае. Вестн. Геол. ком., № 1, 1927, стр. 3—4.
30. Н е х о р о ш е в В. П. Геологический очерк Алтая. Сер. «Очерки по геологии Сибири», изд. АН СССР, 1932.
31. Н е х о р о ш е в В. П. Полевые дневники 1926 г. (Хранятся в отд. рукописей: Центр. геол. библиот. Комитета по делам геологии, Ленинград.)
32. Н е х о р о ш е в В. П. Личные письма А. Н. Чуракову от 12/II, 17/III и 28/III. 1938 г.
33. О б р у ч е в В. А. Новые данные о тектонике Русского Алтая. Геол. вестн., т. I, № 4, 1915, стр. 203—210.
34. О б р у ч е в В. А. К вопросу о тектонике Алтая. Геол. вестн. т. V, № 4—5, 1926—1927, стр. 42—51.
35. О б р у ч е в В. А. Геология Сибири. Т. I, изд. АН СССР, 1935, стр. 137—138.
36. П о л е т а е в а О. К. К вопросу об уточнении возраста метаморфической толщи восточных отрогов Кузнецкого Алатау. (Разрез метаморфической толщи Потехинского массива.) Пробл. сов. геол., т. II, № 6, 1934.
37. П о л е т а е в а О. К. К стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4, 1936, стр. 53.
38. Р а д у г и н К. В. Геология юго-западной окраины Енисейского края. Мат. по геол. Красноярского края, № 2. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1937.
39. С а у н о в А. А. Ртутная зона Ойротии. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
40. С пер а н с к и й Б. Ф. Минерально-сырьевые возможности Ойротского Алтая в свете современных представлений о геологии области. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1—2, 1936.
41. С пер а н с к и й Б. Ф. Нерудные ископаемые Ойротии. Сб. «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
42. С пер а н с к и й Б. Ф. Геологическая изученность Ойротии и задачи дальнейших исследований. Сб. «Ойротия» изд. АН СССР, 1938.
43. Т о л м а ч е в И. П. Геологическое описание восточной половины 15-го и юго-западной четверти 16-го листа VIII ряда десятиверстной карты Томской губернии (листы Тыдын, Уса и Карлыган). Тр. геол. части Кабинета, т. VII, 1909, стр. 696.
44. У с о в М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1936.
45. Х а х л о в В. А. Остатки пермо-карбоновой флоры на Алтае. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 4, Томск, 1933.
46. Ч у р а к о в А. Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины «древнего темени Азии». Изв. Геол. ком., т. XLII, № 1, 1927, стр. 18. (Отд. оттиск.)
47. Ч у р а к о в А. Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, Отд. мат. и естеств. наук, № 1—4, 1931.
48. Ч у р а к о в А. Н. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, Отд. мат. и естеств. наук, № 1, 1932.
49. Ч у р а к о в А. Н. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до нижнесилурийской эпохи включительно. Изв. АН СССР, Отд. мат. и естеств. наук, 1932, стр. 1468.
50. Ч у р а к о в А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Сер. «Очерки по геологии Сибири», изд. АН СССР, 1932.
51. Ч у р а к о в А. Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского края. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 292, 1933.
52. Ч у р а к о в А. Н. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. Сер. «Очерки по геологии Сибири», изд. АН СССР, 1935.

53. Ч у р а к о в А. Н. Следы протерозойского оледенения на юге Средней Сибири. — Сб. в честь 50-летия научн. деят. акад. В. А. Обручева, т. I, изд. АН СССР, 1938.
54. Ч у р а к о в А. Н. Следы протерозойского оледенения в юго-восточной части Горного Алтая. Там же.
55. Я к о в л е в С. А. Геологическое описание северо-западной четверти 15-го листа X ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Улала). Тр. геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 1, 1908.
56. Я к о в л е в С. А. О происхождении Телецкого озера. Изв. Русск. геогр. общ., т. LII, вып., 6, 1916, стр. 431—457.
57. N o r i n E r i k. A tentative correlation of the Palaeozoic sedimentary formations of Eastern Tien-Shan, Chinese Turkestan. Geographiska Annaler, 1935.
58. P i r s s o n L. V. and C h. S c h u c h e r t. A text-book of geology. Part II. Historical Geology. New-York 1924.
59. S c h u c h e r t C h. Correlation of the more important marine Permian sequences. Bull. Geol. Soc. America, 1935, vol. 46, pp. 27.
60. T w e n h o f e l W. H. Pre-Cambrian and Carboniferous Algal deposits. Amer. Journ. of Science. 1919, 5 Ser., vol. XLVIII, pp. 339—352.

Ю. А. ПЕТРОВИЧ
ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД
ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Слабо метаморфизованные осадки докембрийского возраста расчленены на енисейскую и кутень-булукскую свиты. Енисейская свита сложена в основном известняками. Среди них встречаются мощные линзовидные прослои сланцев и силицилитов. В состав кутень-булукской свиты входят почти исключительно различные породы обломочного происхождения, среди которых наблюдаются лишь отдельные тонкие прослои силицилитов и известняков.

Так как все разновидности пород енисейской свиты не отличаются от соответствующих разновидностей кутень-булукской свиты, описание их в дальнейшем ведется совместно по следующим основным группам:

- 1) известняки,
- 2) силицилиты,
- 3) обломочные породы.

Известняки

(Шлифы 216, 240, 286, 289, 300, 393, 435, 461, 462, 465)

Макроскопически известняки мелкокристаллические, окрашены преимущественно в черный и темносерый цвет, отличаются сравнительно высокой твердостью и обычно массивны. Отдельные разновидности известняков имеют серый и светлосерый цвет. Слоистость в известняках большей частью выражена очень слабо или даже вообще отсутствует. В отдельных случаях они переходят в янослоистые и даже тонкослоистые разновидности, обычно обладающие плитчатой отдельностью.

Очень часто известняки прорезаны многочисленными тонкими, нередко ветвящимися, неправильными жилками кальцита, идущими в самых разнообразных направлениях. Эти жилки светлой окраски (белой, желтоватой), обычно неясно отграничены от окружающей породы.

Микроскопическое исследование известняков показало, что в них наблюдается довольно значительная примесь псаммитового и перекристаллизованного пелитового материала, а также углистое вещество и вкрапленность пирита.¹

Кальцитовый материал известняков отличается своей неравномерно-зернистой структурой. Здесь наряду с кристаллами размером 0.02—0.10 мм встречаются кристаллы размером до 1 и реже до 2 мм. Среди крупных зерен обычно присутствие полисинтетических двойников с изогнутыми двойниковыми швами и волнистым угасанием. В некоторых участках намечается распределение зерен по крупности в зависимости от слоистости породы. Обычно

¹ Химические анализы известняков, а также вопрос об углистости их изложены выше (см. стр. 104).

же для разновидностей, макроскопически лишенных слоистости, никакой закономерности в этом не наблюдается. Если слоистость ясно видна на образцах, то под микроскопом она подчеркивается послойным распределением псаммитового материала и углистого вещества. Для таких разновидностей характерно отсутствие крупных зерен кальцита. В отдельных микроскопически тонких прослойках количество псаммитового материала поднимается до 30—40% всего состава породы; ряд же прослоев совершенно лишен этой примеси, что указывает на крайне неравномерное распределение обломочного материала в породе. В тех разновидностях, где слоистость выражена неясно, зерна кварца рассеяны по породе без всякой закономерности. Размер зерен колеблется около 0.05—0.10 мм, а местами возрастает до 0.20 мм. Форма их обычно угловатая, часто со сглаженными ребрами; местами встречаются сильно корродированные зерна кварца. В состав псаммитового материала, кроме кварца, крайне редко входят полевые шпаты.

Углистое вещество присутствует, судя по черной окраске, почти во всех разновидностях известняков енисейской свиты, хотя во многих шлифах даже черных известняков его обнаружить не удастся. Углистое вещество—обычно черного цвета—присутствует в породе в незначительном количестве и распределено почти всегда послойно: ряд микроскопических прослоев толщиной 0.01—0.03 мм довольно богат им, тогда как большое количество прослоев совершенно лишено этой примеси. Последняя никогда не образует самостоятельных линз, хотя бы микроскопически малых размеров. Обычно углистое вещество обволакивает отдельные мелкие зерна кальцита или же тонко распылено по породе, концентрируясь в одних прослоях больше, в других значительно меньше. Кроме того, в шлифе 461 наблюдается концентрация углистого вещества в виде тонких пленок, по очень неровной, сильно зазубренной поверхности отдельных карбонатных прослоев (табл. I, фиг. 1). Это явление местами сопровождается почти полным обволакиванием отдельных зерен кальцита микроскопически тонким слоем углистого вещества. Наличие такой его концентрации очень четко подчеркивает микрослоистость породы. В отдельных шлифах наблюдается иной характер распределения углистого вещества; оно располагается частью по микроскопическим трещинам, частью же близ последних. В таких случаях оно распылено в виде дендритообразных и «облачных» пятен. Все изложенное, как нам кажется, довольно ясно указывает на то, что углистое вещество в известняках образовалось за счет содержавшихся ранее битумов. Последние вначале были несколько перераспределены в породе и лишь позднее превратились в углистое вещество.

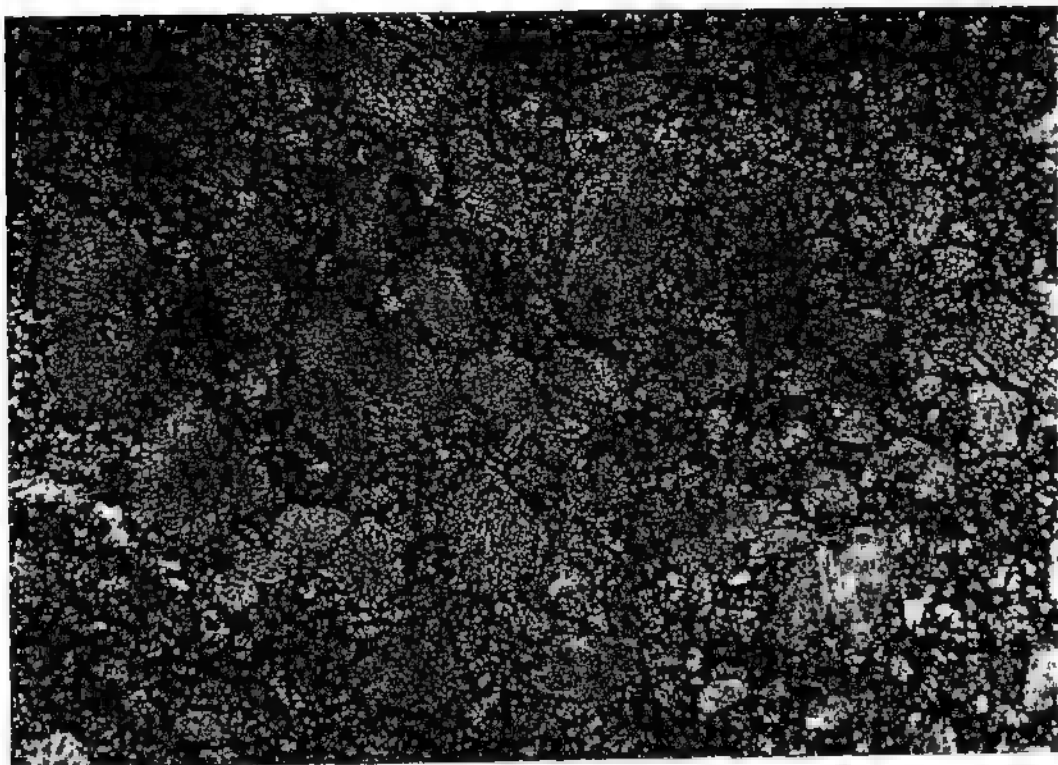
Вкрапленность пирита наблюдается в небольшом количестве и далеко не постоянно. Обычно микроскопические по своим размерам (до 0.02 мм) кубики пирита полуразрушены. В их распределении часто не наблюдается никакой закономерности; в ряде же случаев замечается ясная концентрация их в прослоях, обогащенных углистым веществом. В последнем случае пирит видимо сингенетичен.

Обломочный известняк был встречен в разрезе енисейской свиты у северо-западного конца оз. Чубек-куль на склоне Айгулакского хребта в пачке сланцев, залегающей между двумя мощными пачками известняков (см. разрез на стр. 108 в статье А. Н. Чуракова).

Макроскопически он ничем не отличается от остальных темносерых разновидностей известняков енисейской свиты. Но под микроскопом (шлиф 465) ясно видно, что в тонкозернистой массе порошкообразного кальцита, довольно сильно загрязненного пелитовым материалом, включено большое количество обломков сравнительно крупнокристаллического кальцита (табл. I, фиг. 2) и редких мелких зерен кварца. Размер обломков кальцита обычно небольшой (0.2—0.4 мм), хотя они местами встречаются и значительно боль-

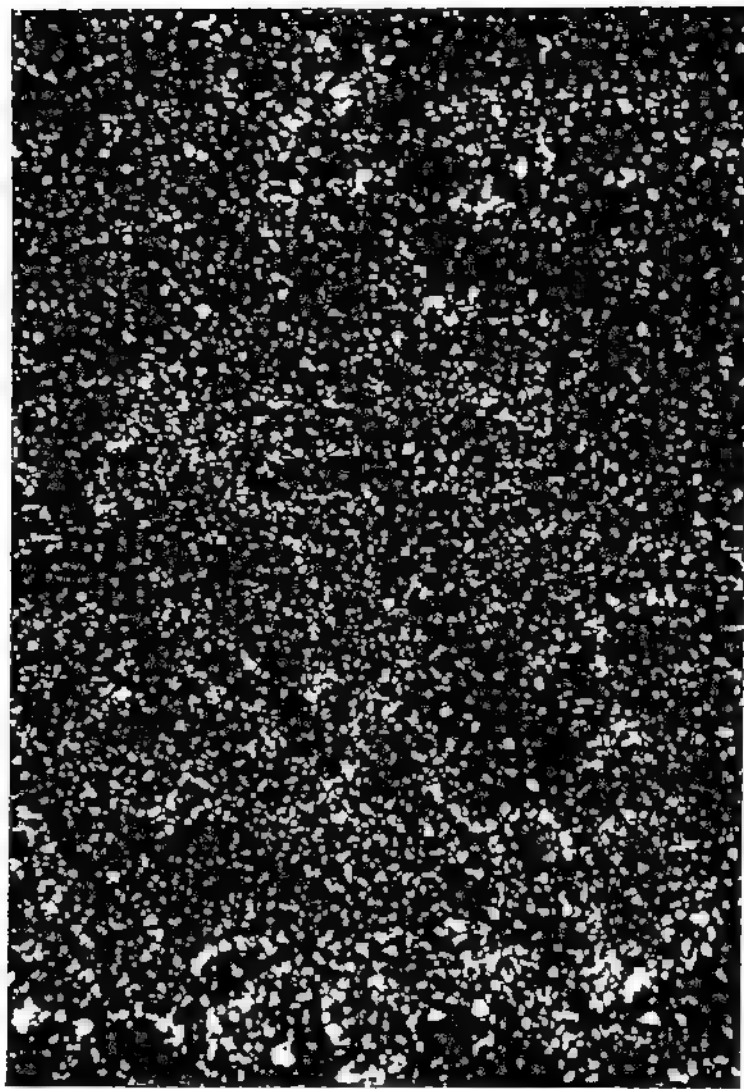


Фиг. 1. Микрослоистый известняк енисейской свиты, в отдельных прослойках загрязненный песчаным материалом. Хорошо видны тонкие пленки углистого вещества, располагающиеся на поверхности отдельных карбонатных прослоек. Шлиф 461. $\times 90$. Николи ||.



Фиг. 2. Обломочный известняк енисейской свиты. Видно залегание сравнительно крупных обломочных зерен кальцита в тонком порошкообразном карбонатном цементе. Шлиф 465. $\times 90$. Николи ||.

Т а б л и ц а II

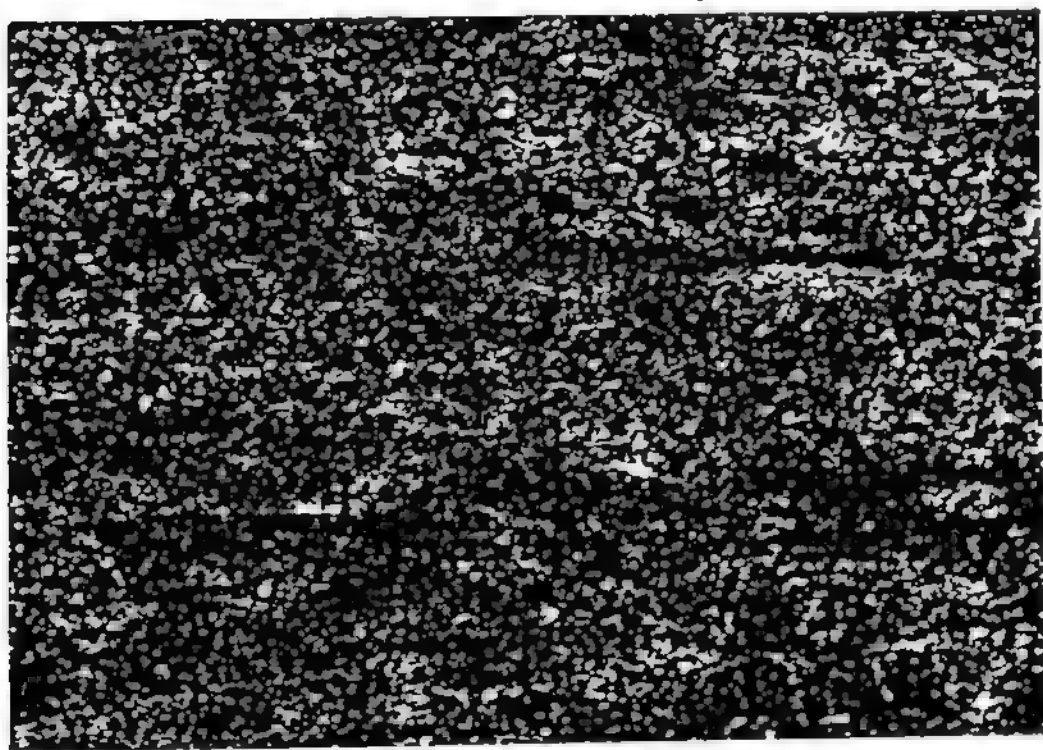


Фиг. 1. Неслоистый силицилит енисейской свиты. Все поле зрения сложено тонкозернистым агрегатом кварца. Шлиф 463. $\times 90$. Николи +.

Таблица III

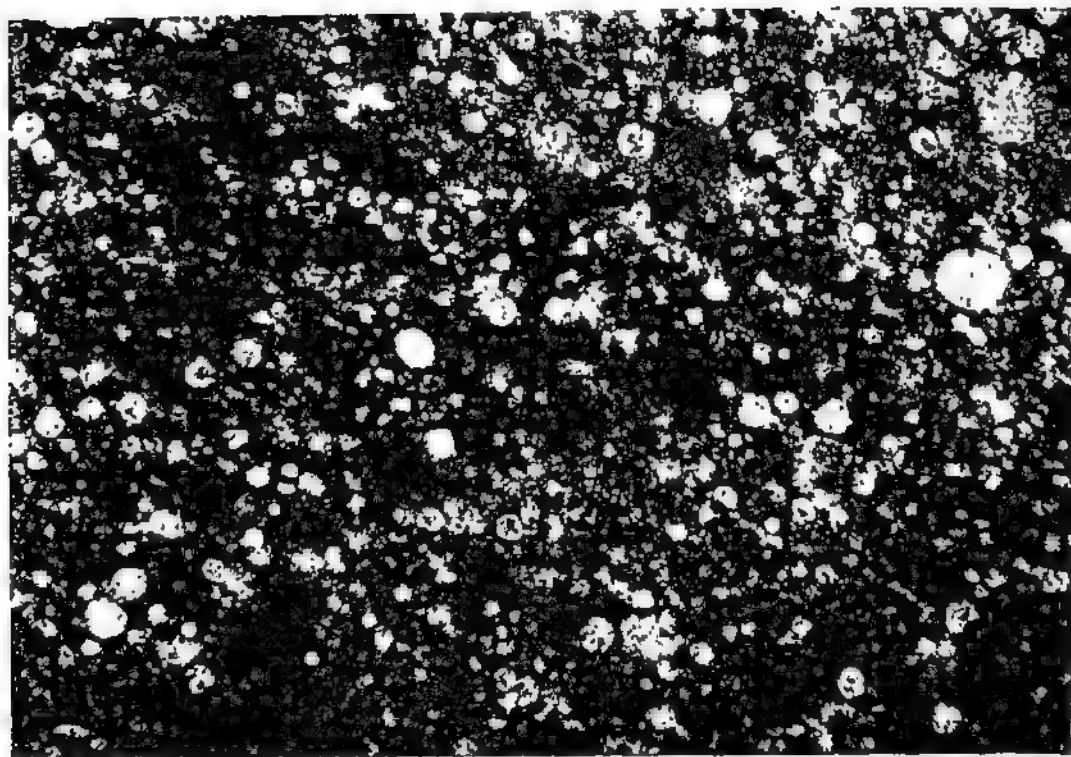


Фиг. 1. Микрослоистый силилит, загрязненный углистым веществом; последнее местами образует тонкие пленки, располагающиеся на поверхности отдельных прослойков. Контакт енисейской и кутень-булукской свит. Шлиф 243. $\times 90$. Николи ||.



Фиг. 2. Тот же силилит. Шлиф 243. Николи +.

Таблица IV



Фиг. 1. Силицилит, интенсивно окрашенный почти непрозрачным углестым веществом; хорошо видны многочисленные радиальнолучистые кварцевые сферолиты (радиолярии?). Найден среди галек пермо-карбонового конгломерата. Шлиф 195. $\times 90$. Николи \parallel .



Фиг. 2. Милонитизированный гранит. Крупный обломок гранита из сланцев кутень-булукской свиты. Взят на юго-западном склоне г. Белькенёк. Шлиф 495. $\times 40$. Николи $+$.

ших размеров — до 1 мм. Форма мелких обломков округло-угловатая, а крупных — округлая; распределение их по породе неравномерное. Зерна кварца не превышают 0.2 мм в диаметре. Порода разбита тонкими жилками кальцита.

Силицилиты

(Шлифы 195, 235, 238, 243, 258, 259, 260, 322, 431, 432, 433, 434, 463)

Макроскопически силицилиты скрытокристалличны, имеют черный и темносерый цвет, отличаются очень высокой твердостью и обычно отсутствием слоистости. Излом их раковистый, местами занозистый. Очень часто порода пронизана целой сетью тонких белых кварцевых жилок. Местами близ них силицилиты несколько осветлены, благодаря чему резкая граница между кварцевыми жилками и самим силицилитом пропадает. Мощность отдельных линзовидных прослоев силицилита колеблется от нескольких до 25—30 см.

Под микроскопом видно, что к кварцевому материалу силицилитов присоединяется незначительное количество углистого вещества, местами обломков кварца и зерен кальцита.¹

Силицилиты сложены почти исключительно агрегатом кварцевых зерен, микроскопически малых размеров (до 0.01 мм) с торцовой и значительно реже лапчатой структурой (табл. II, фиг. 1). В отдельных участках иногда, видимо в связи со слоистостью, зерна кварца становятся более крупными, достигая 0.05—0.10 мм. Последние образуют линзовидные агрегаты лапчатых зерен, часто обладающих волнистым угасанием.

Углистое вещество, судя по черному цвету силицилитов, присутствует почти повсеместно, хотя в некоторых шлифах обнаружить его не удалось. По породе оно распределено крайне неравномерно. На ряду с совершенно прозрачными шлифами встречаются разновидности почти непрозрачные, лишь тускло просвечивающие отдельными участками из-за обилия углистого вещества. Последнее распределяется в виде тончайшей пыли, без всякой закономерности, концентрирующейся в виде неправильно очерченных пятен. В шлифе 243 углистое вещество образует ряд самостоятельных микроскопически тонких прослоек и кроме того распределяется по породе в зависимости от наслоения, что очень четко подчеркивает первичную микрослоистость ее и тем самым указывает на осадочное происхождение силицилитов, что особенно отчетливо видно на одном шлифе (табл. III, фиг. 1 и 2). В этом же шлифе довольно много тончайших чешуек серицита, равномерно рассеянного по породе и образовавшегося видимо за счет метаморфизации первоначальной глинистой примеси. Правильное послойное распределение этих чешуек также подтверждает осадочное происхождение силицилитов. В отдельных шлифах со сравнительно небольшим количеством углистого материала ясно видны следы перераспределения его по породе. Здесь он находится в виде тонких длинных линзочек, идущих в различных направлениях; иногда же он концентрируется в виде тонких оболочек, облекающих зерна кварца. Такое распределение углистого вещества в силицилитах, так же как и в вышеописанных известняках, говорит нам о том, что углистое вещество здесь тоже образовалось за счет битумов. Местами наблюдаются скопления углистого вещества по срединному шву некоторых кварцевых жилок, что указывает на частичное перераспределение бывших битумов.

Кальцит в силицилитах встречается в виде очень мелких зерен, распыленных в отдельных участках породы. Иногда количество карбонатов возрастает настолько, что они начинают преобладать над кварцевым материалом.

¹ Химический анализ силицилитов приведен выше, на стр. 106.

В этом случае кальцит вероятно сингенетичен породе. Кроме того иногда наблюдаются отдельные мелкие ромбоэдры карбонатов размером до 0.1 мм, распределенные по породе крайне неравномерно и представляющие собой повидимому новообразования.

Песчаный материал встречен в отдельных шлифах в виде небольших полуокатанных зерен кварца. Размер их обычно не превышает 0.1 мм. Иногда они единичны, а в отдельных случаях количество их резко возрастает, и в поле зрения (при диаметре 2.2 мм) можно видеть до 15—20 зерен.

Пелитовый материал, нацело превращенный в хлоритовые и иногда серпичитовые чешуйки размером до 0.02 мм, присутствует очень редко. В отдельных очень тонких прослойках количество его несколько повышается, и тогда образуются хлорито-кварцевые сланцы, описанные на стр. 181—182.

Следует отметить наличие (в шлифе 259) единичных радиальнолучистых сферолитов кварца — возможно перекристаллизованных радиолярий. Довольно значительное количество таких же сферолитов было встречено в гальке силицилита, очень богатого углистым веществом (шлиф 195); эта галька была найдена среди различных галек пермо-карбонового конгломерата (табл. IV, фиг. 1).

Кроме вышеописанных силицилитов была встречена их разновидность, слабо окрашенная желто-бурыми в отраженном свете окислами железа. Распределение последних в породе неравномерное; отдельные участки окрашены то слабее, то сильнее.

Обломочные породы

Породы обломочного происхождения очень разнообразны. Здесь на ряду с мощными грубообломочными слабо окатанными брекчиями, содержащими отдельные глыбы известняков до 2 м в диаметре, встречаются породы, сложенные почти исключительно перекристаллизованным пелитовым материалом.

Кроме указанных различий, положенных в основу дальнейшего разделения пород, в отдельных прослойках наблюдаются существенные изменения и в составе цемента. Здесь, кроме разновидностей, сцементированных перекристаллизованным пелитовым материалом, встречаются разновидности, сцементированные кальцитом и кремнеземом, иногда со значительным содержанием окислов железа. Количество карбонатов и кварца иногда возрастает настолько, что они обособляются в самостоятельные очень тонкие (десятые доли миллиметра) линзовидные прослойки, местами довольно сильно загрязненные пелитовым материалом. Эти прослойки, как нам кажется, являются связующим звеном между описанными ранее известняками и силицилитами, с одной стороны, и группой обломочных пород — с другой.

Среди описываемых ниже пород нами различаются следующие типы: брекчин, конгломераты, песчаники и сланцы.

Надо заметить, что при описании брекчий мы коснемся не только обломков и галек, но и цемента самой породы. Затем при описании группы песчаников мы, в сущности говоря, будем описывать породы, которые как будто соответствуют цементу пород первой группы. Однако мы умышленно не объединяем этот материал, так как цемент брекчий все-таки отличается от песчаников.

Брекчин

Брекчин наблюдались исключительно в кутень-булукской свите.

Макроскопически они имеют следующий вид. Среди зеленоцветной песчанистой массы, иногда тонкозернистой, чаще разномзернистой, наблюдается большое количество обломков посторонних пород. В составе последних

на 453-м километре Чуйского тракта, на склонах горы Белькенек и в коренных обнажениях русла рч. Чибит (у восточной границы поселка того же наименования) явно преобладают серые известняки, составляющие примерно 95% всех включенных обломков. Остальные 5% представлены сравнительно мелкими обломками и гальками гранита, эпидотовой породы, красных и черных силицилитов. Очень часто в отдельных обломках можно наблюдать прожилки кальцита и кварца, не прорезающие цемента, что говорит об образовании их в коренной породе еще до ее раздробления. Обломки имеют иногда угловатую форму со слабо сглаженными ребрами, иногда полуокатанную, а местами это — хорошо окатанные эллипсоидальные гальки. Размер их самый разнообразный: в исключительных случаях он достигает до 2 м в поперечнике, часто не превышает 30—40 см, обычно же колеблется от 3 до 5 см. Следует отметить, что среди крупных обломков — свыше 20 см — наблюдаются только известняки. Обломки и гальки других пород имеют всегда значительно меньший размер.

Характерной особенностью описываемых брекчий является неравномерная насыщенность цементирующей массы посторонними обломками. Чаще всего крупные обломки значительно удалены друг от друга (до нескольких десятков сантиметров), так что создается впечатление «взвешенности» этих обломков в цементе. В очень редких случаях обломки прилегают вплотную друг к другу, и тогда цемент приобретает характер выполнения пор. Местами обломки несколько удалены друг от друга, и цемент становится базальным.

В дальнейшем описании брекчий мы сначала дадим микроскопическое описание обломков и галек, потом цемента.

Обломки и гальки

Гранит биотитовый (шлифы 65, 65а). Главными компонентами являются плагиоклаз, биотит, ортоклаз, кварц и ильменит. Количественные соотношения иллюстрируются следующими данными (в %):

	Ш л и ф	
	65	65а
Кварц	39.0	30.0
Плагиоклаз	28.5	29.0
Калиево-натровые полевые шпаты	17.0	14.5
Биотит + хлорит	13.0	25.0
Прочие минералы (преимущественно ильменит) .	2.5	1.5

Микроструктура обычно панидиоморфнозернистая. Местами наблюдается переходная к гипидиоморфнозернистой с нормальной последовательностью идиоморфизма.

Плагиоклаз присутствует или в виде призматических кристаллов небольших размеров (до 0.75 мм) с идиоморфными очертаниями или же в виде крупных (около 2 мм) зерен, иногда неправильных очертаний. Кроме того встречается еще ряд зерен, занимающих промежуточное положение, что создает ряд переходов между обеими группами плагиоклазовых зерен. Зональность плагиоклазов наблюдается непостоянно, в большинстве случаев выражена слабо, переходы между отдельными зонами постепенны. Плагиоклазы обычно во внутренних частях зерен слабо замутнены. Состав небольших кристаллов определяется № 10, крупных — № 21.

Калиево-натровые полевые шпаты представлены ортоклазом, участками переходящим в микропертит, и значительно реже микроклином с двойниковой решеткой. Форма зерен почти всегда неправильная.

Кварц, заполняя промежутки между другими минералами, образует неправильные зерна различных размеров (от 0.1 до 1.5 мм), распределенные по породе неравномерно; иногда волнисто гаснет и разбит трещинами.

Биотит обычно развивается вокруг ильменита в листочках с бурыми цветами плеохроизма. Иногда встречается в виде довольно крупных агрегатов. Распределен по породе довольно равномерно.

Ильменит встречается почти повсеместно в сравнительно значительном количестве (составляя до 1—2% всей массы породы). Частью превращен в лейкоксен и хлорит. Иногда включен в плагиоклазы.

Апатит встречен в виде небольших включений преимущественно в цветной части породы.

Циркон встречается так же редко, как и апатит. Вокруг циркона в биотите наблюдаются плеохроичные оболочки.

Вторичные процессы представлены хлоритизацией и карбонатизацией.

Хлорит-пеннин (с аномальной синей окраской) большей частью замещает почти нацело биотит. Местами хлорит развивается и по трещинкам полевых шпатов.

Кальцит развивается преимущественно по полевым шпатам; последние кальцитизированы иногда очень сильно. Местами кальцит развивается по трещинкам в хлорите, что говорит о более позднем его выделении.

Своеобразие описанной породы заключается в очень непостоянном содержании кварца и в наличии значительного количества (до 2%) ильменита.

Г р а н и т к а т а к л а з и р о в а н н ы й (шлиф 495). Главными частями являются кварц, плагиоклаз (№ 8) и ортоклаз, участками переходящий в микропертит. Кроме того, в состав гранита входят в очень незначительном количестве (до 3—5%) нацело перешедшие в хлорит темноцветные минералы (видимо биотит и ильменит), превращенные в агрегат лейкоксена и хлорита. Из минералов-примесей следует отметить наличие мелких кристалликов апатита и циркона.

Вся порода в целом, обладающая гранитной структурой, довольно сильно катаклазирована (табл. IV, фиг 2). Крупные кристаллы плагиоклаза и кварца обладают не только волнистым угасанием, но почти повсеместно разбиты рядом микроскопических трещин, по которым отдельные кусочки кристаллов переместились относительно друг друга.

Кроме того, значительная часть зерен совершенно раздроблена и превращена в агрегат перетертых мелких зерен, иной раз обладающих размером 0.01—0.02 мм. Эти обломки зерен обычно позднее между собой снова срослись вследствие их перекристаллизации.

М и к р о п е г м а т и т (шлифы 66, 84, 311, 312). Встречен в виде очень небольших обломочков, обнаруженных под микроскопом.

Микропегматит большей частью имеет характер сравнительно грубого прорастания кварцем ортоклаза (табл. V, фиг. 1 и 2).

Обычно прорастание захватывает только часть зерен ортоклаза. Последний, как правило, слабо замутнен и частично серицитизирован. В отдельных случаях микропегматит имеет характер тончайшего гранофирового прорастания.

Г р а н и т - п о р ф и р (шлиф 84). Обнаружен под микроскопом в виде небольших обломочков. Составными частями гранит-порфира являются кварц, плагиоклаз, ортоклаз и нацело перешедший в хлорит какой-то темноцветный минерал. Содержание последнего в породе около 15%. Кроме того наблюдаются отдельные очень мелкие зерна минералов, перешедших в гематит. Порода имеет микропорфировую структуру. Вкрапленники принадлежат полевым шпатам и в единичных случаях кварцу.

А л ь б и т о ф и р (шлиф 84). Встречен в шлифе в виде мелкого обломочка. Порода обладает полнокристаллической структурой. На краю обломочка имеется часть неправильно очерченного вкрапленника альбита (?).

Основная масса альбитофира сложена очень мелкими кристаллами альбита, ортоклаза и значительно реже кварца.

Кварцевый порфир (шлиф 66). Обнаружен в виде очень мелких обломочков под микроскопом. Основная масса кварцевого порфира имеет микрогранитовую структуру и сложена кварцем и полевыми шпатами, к которым примешано небольшое количество мелких хлоритовых чешуек. Единичный небольшой вкрапленник представлен оплавленным кристаллом кварца.

Порфириты (шлиф 66, 67, 68, 84). Мелкие обломочки порфиритов обнаружены в шлифах под микроскопом в довольно большом количестве.

Микроструктура порфиритов очень разнообразна. Есть полнокристаллические разновидности с эвпорфировой структурой. Нередко наблюдаются разновидности с интерсертальной и даже гиалопилитовой структурой.

Вкрапленники наблюдаются очень редко и обычно представлены почти нацело разрушенными плагиоклазами. Реже встречаются хлоритизированные в той или иной степени вкрапленники зеленой роговой обманки.

Основная масса сложена агрегатом призматических микролитов плагиоклаза, превращенного в сосюрит и частью в хлорит. Промежутки между разрушенными плагиоклазами заполнены нацело хлоритизированными темноцветными минералами и в различных количествах стеклом. Кроме того в строении основной массы принимают участие железорудные минералы, местами в значительном количестве.

Диабаз (шлиф 68). Встречен в виде очень мелких обломочков в шлифе.

Порода обладает интерсертальной структурой, вкрапленники отсутствуют. Основная масса диабазов сложена игольчатыми микролитами почти целиком разрушенного плагиоклаза (№ 46—50) и хлоритизированных темноцветных минералов. Кроме того в ней присутствует довольно значительное количество стекла и превращенных в гематит железорудных минералов.

Песчанники (шлифы 66, 68). Обнаружены при просмотре шлифов в виде очень мелких обломочков.

Песчанник мелкозернистый, с неясно выраженной слоистостью. Цемент породы пелитовый, частично при перекристаллизации перешедший в мелкочешуйчатый хлорит и серицит. Имеется незначительная примесь карбонатов. Зерна полуокатанной формы обладают размером 0.05—0.06 мм. В составе их явно преобладают кварц и полевые шпаты. Кроме того встречены обломки железорудных минералов и отдельные чешуйки хлорита.

Сланцы (шлифы 66, 67, 68, 84). Сланцы были обнаружены только под микроскопом вследствие незначительных размеров обломков. Они отличаются большим разнообразием. Здесь были встречены хлорито-серицитовые, хлорито-кварцевые, серицито-кварцевые и серицитовые сланцы. Некоторые из них содержат незначительную примесь кальцита, псаммитового и углестого материала, а также очень мелкую рудную вкрапленность.

Известняки (шлифы 63, 66, 308, 310, 314, 341). При микроскопическом исследовании известняков выяснилось большое их разнообразие. Здесь встречены как мелкозернистые известняки с размером зерен до 0.03—0.04 мм, так и разномзернистые и даже крупнозернистые мраморы, сложенные агрегатом лапчатых зерен размером до 0.7 мм. Почти все разновидности известняков содержат незначительную примесь песчаных зерен кварца и очень редко плагиоклазов. В отдельных обломках известняков наблюдалась очень мелкая рудная вкрапленность. Следует отметить, что в шлифе 66 была встречена галька частично окварцованного известняка и в шлифе 64 галька известняка с частично сохранившейся оолитовой структурой.

С и л и ц и л и т ы (шлифы 492, 493, 494, 497). Сложены то микрозернистым торцовым агрегатом кварца с размером зерен до 0.01—0.03 мм, то в ряде участков сравнительно крупными лапчатыми зернами кварца, размер которых в отдельных случаях повышается до 0.2—0.3 мм. Почти всегда имеется примесь тонкозернистого, видимо сингенетичного кальцита, обычно тонко распыленного в породе. Последний местами образует неправильной формы скопления, в которых кальцит иногда образует и сравнительно крупные кристаллы — до 0.1 мм. Никакой закономерности в распределении кальцита нам уловить не удалось. Очень редко кроме кальцита наблюдается незначительная примесь мелких хлоритовых чешуек, образовавшихся, как нам кажется, за счет перекристаллизации глинистого материала.

Особого упоминания заслуживает разновидность силицилита (шлиф 494), обогащенного большим количеством гематита. Последний распределен по породе очень неравномерно, густо окрашивая многочисленные мелкие участки в сургучно-красный цвет. В отдельных участках шлифа можно наблюдать, как гематит облекает мелкие, до 0.05—0.07 мм в диаметре круглые образования, сложенные агрегатом мелкозернистого кварца.

Цемент брекчий

(Шлифы 63, 64, 66, 67, 68, 84, 312, 319, 320, 322, 332, 501)

Микроскопическое исследование цементирующей массы брекчий показало, что она представляет собой разнотонную песчаную породу, сцементированную в свою очередь карбонатами и в меньшей степени пелитовым материалом, уже перекристаллизованным и превращенным в кварцево-хлоритовую массу, иногда с эпидотом и серицитом.

Песчаный материал цементирующей массы брекчий по своему составу очень разнообразен (табл. V, фиг. 1 и 2, табл. VI, фиг. 1 и 2, табл. VII, фиг. 1 и 2). Здесь встречены, кроме обломочков вышеописанных пород, кварц (обычно волнисто гаснущий), микроклин, обладающий двойниковой решеткой, ортоклаз, местами переходящий в микропертит, как кислые (№ 8), так и основные (№ 54) плагиоклазы. Следует отметить прекрасную сохранность полевых шпатов: ортоклаз мутен лишь в отдельных участках, плагиоклазы или совершенно свежи или же в отдельных участках слабо серицитизированы. Полевые шпаты в общем менее окатаны по сравнению с кварцем. Темноцветные минералы не менее разнообразны. Из пироксенов, кроме авгита, встречен клиноэнстатит, зеленая роговая обманка, эпидот. Из хлоритов следует отметить наличие пеннина с аномальной синей интерференционной окраской, который отсутствует в перекристаллизованной пелитовой массе цемента. Следует отметить удивительную свежесть пироксенов и амфиболов. Первые обладают абсолютной сохранностью и малой окатанностью; по вторым лишь в единичных случаях развивается хлорит. Кроме вышеперечисленных минералов встречены обломки рудных минералов — ильменита, магнетита, гематита.

Песчаные частицы часто несут следы ясного катаклаза в виде трещин, залеченных цементом, изогнутых двойниковых швов и смещения отдельных частей зерен по сквозным трещинам. Форма их большей частью угловатая, с резко выраженными острыми ребрами. Наиболее крупные зерна, главным образом обломки различных пород, часто имеют округло-угловатую и даже округлую формы. Размер песчаных частиц сильно колеблется от 0.05 до 2 мм, причем совершенно нет возможности указать на какую-либо явно преобладающую фракцию даже в пределах шлифа. Никаких следов присутствия туфогенного материала здесь не обнаружено.

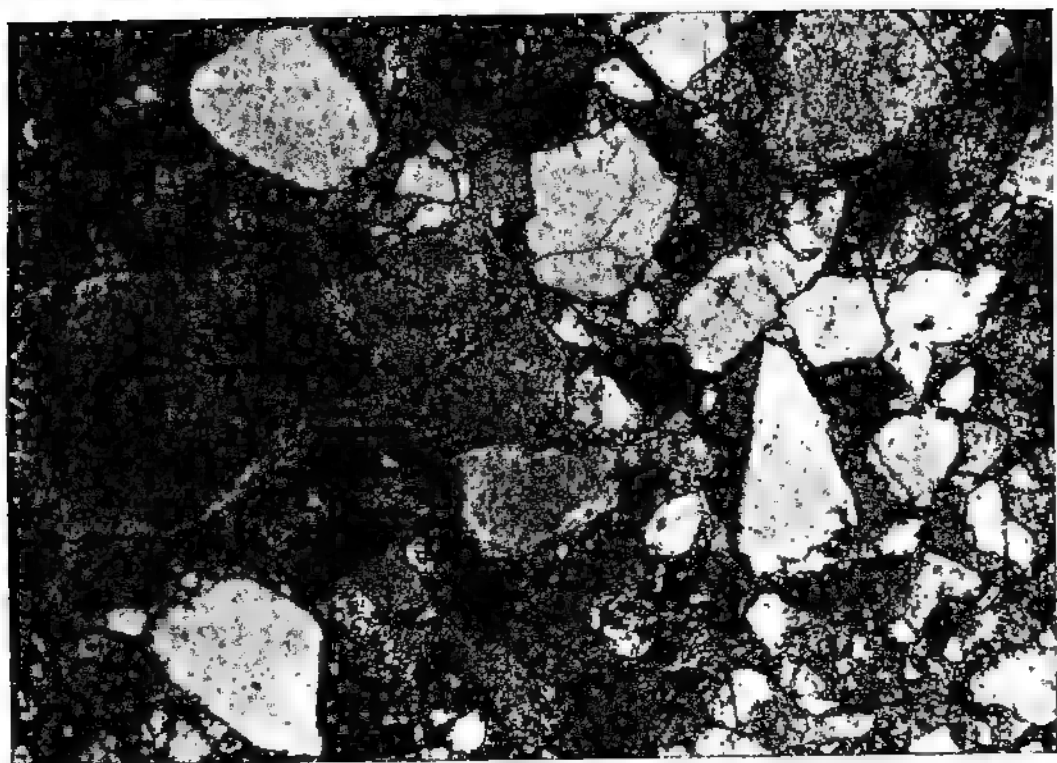
Таблица V



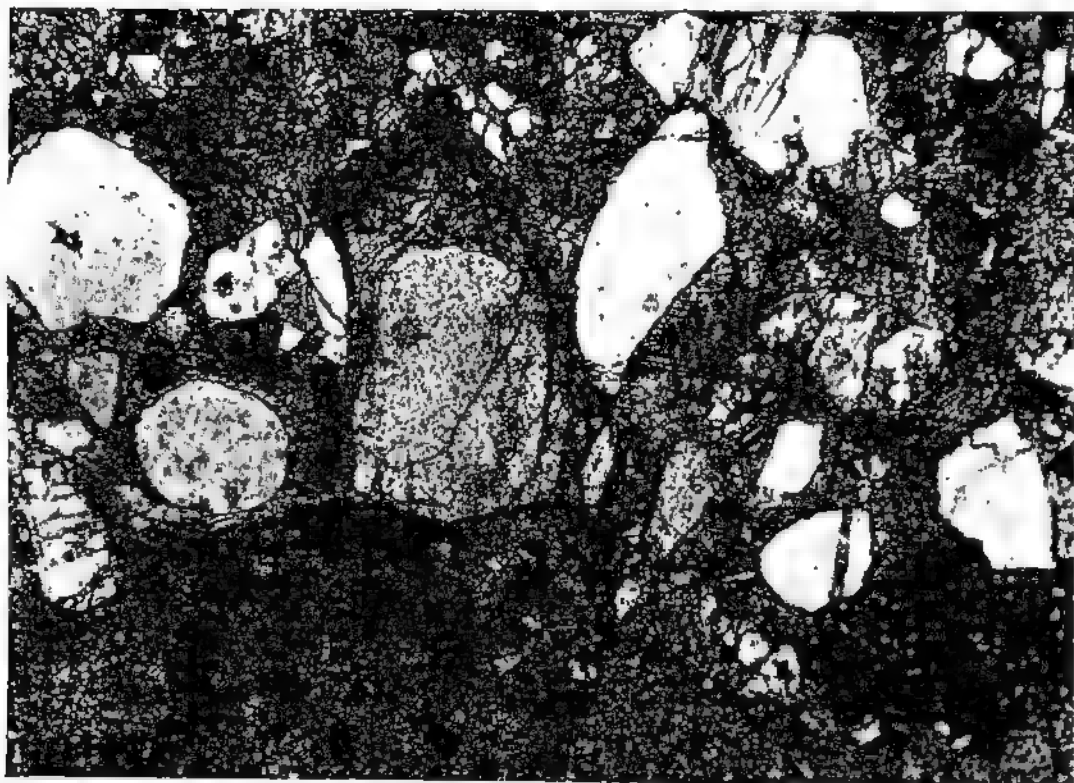
Фиг. 1. Цемент брекчии кутень-булукской свиты. Цемент представлен разномзернистым песчаным материалом разнообразного состава, сцементированным в свою очередь кальцитом. Кроме зерен кварца и полевых шпатов, виден крупный обломок микропегматита и реликтовые трещины в зернах кварца. Взят на 453-м километре Чуйского тракта. Шлиф 84. $\times 40$. Николи .



Фиг. 2. Тот же шлиф 84. Николи +.

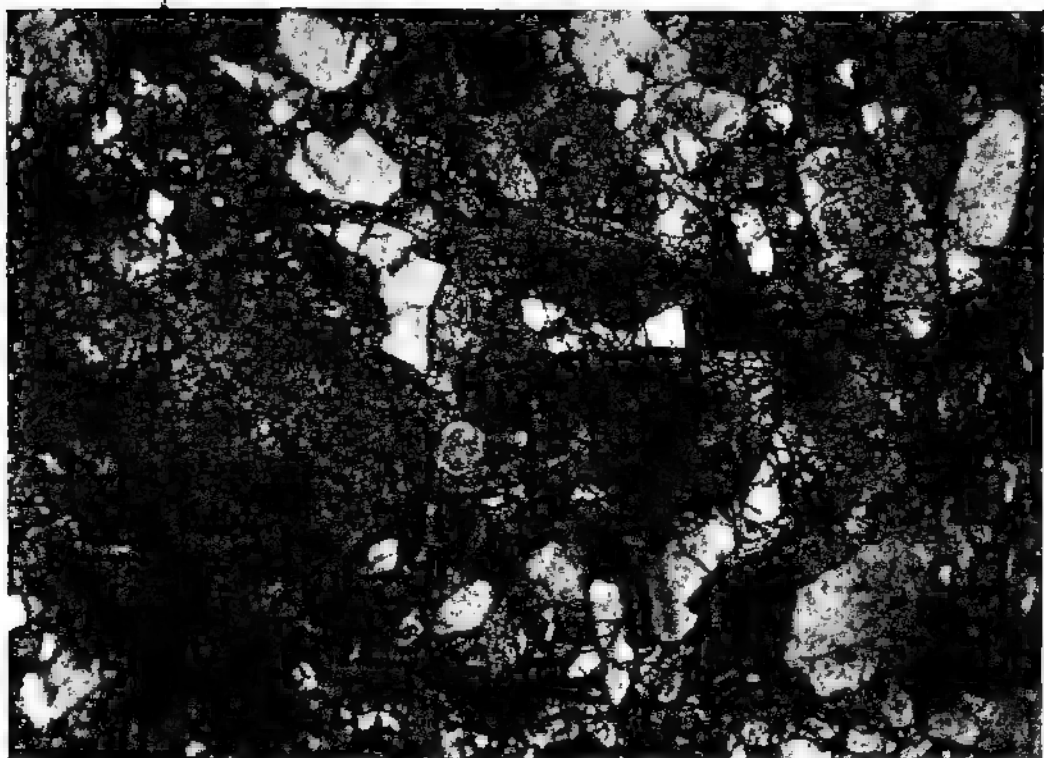


Фиг. 1. Цемент брекчии кутень-булукской свиты, представленный песчаным материалом и сцементированный в свою очередь кальцитом и хлоритом. Видны угловатость зерен и отсутствие сортировки; слева — крупный обломок кальцитизированного микроклина. Взят на 453-м километре Чуйского тракта. Шлиф 501. + 25. Николи ||.

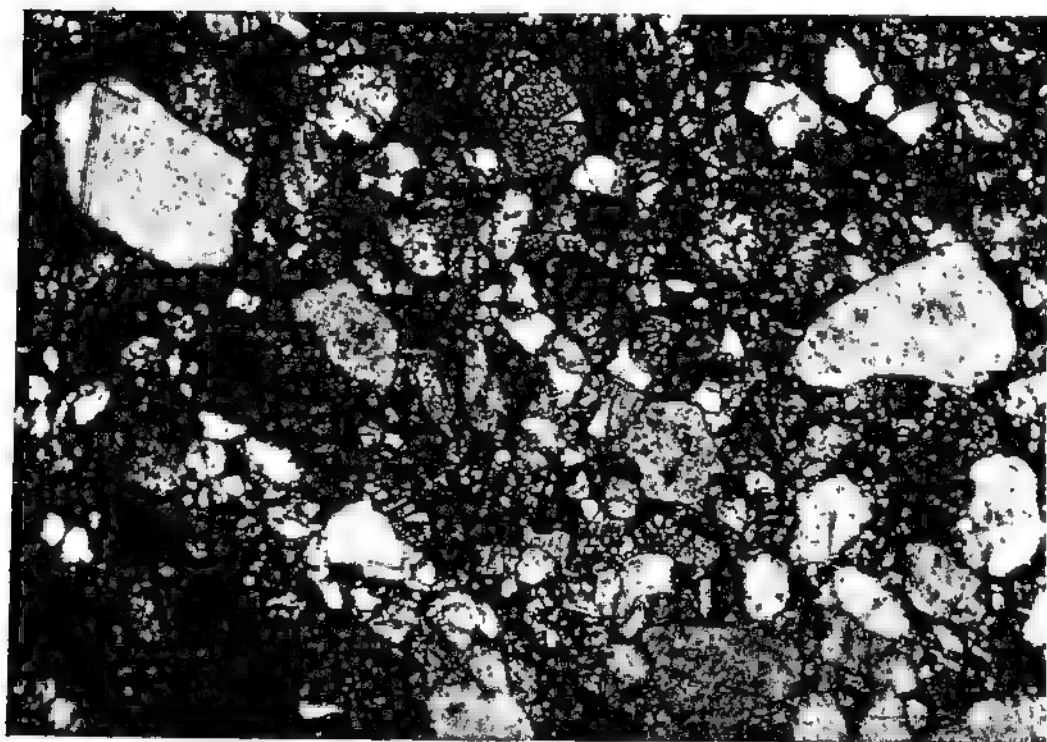


Фиг. 2. То же, что фиг. 1. В центре — округлый обломок фельзита. Внизу — край крупной гальки известняка. Обломки погружены в кальцитовую массу. Справа вверху хорошо видны обломки пироксена и обломок кварца с реликтовыми трещинками. Взят на 453-м километре Чуйского тракта. Шлиф 68. $\times 25$. Николи ||.

Таблица VII

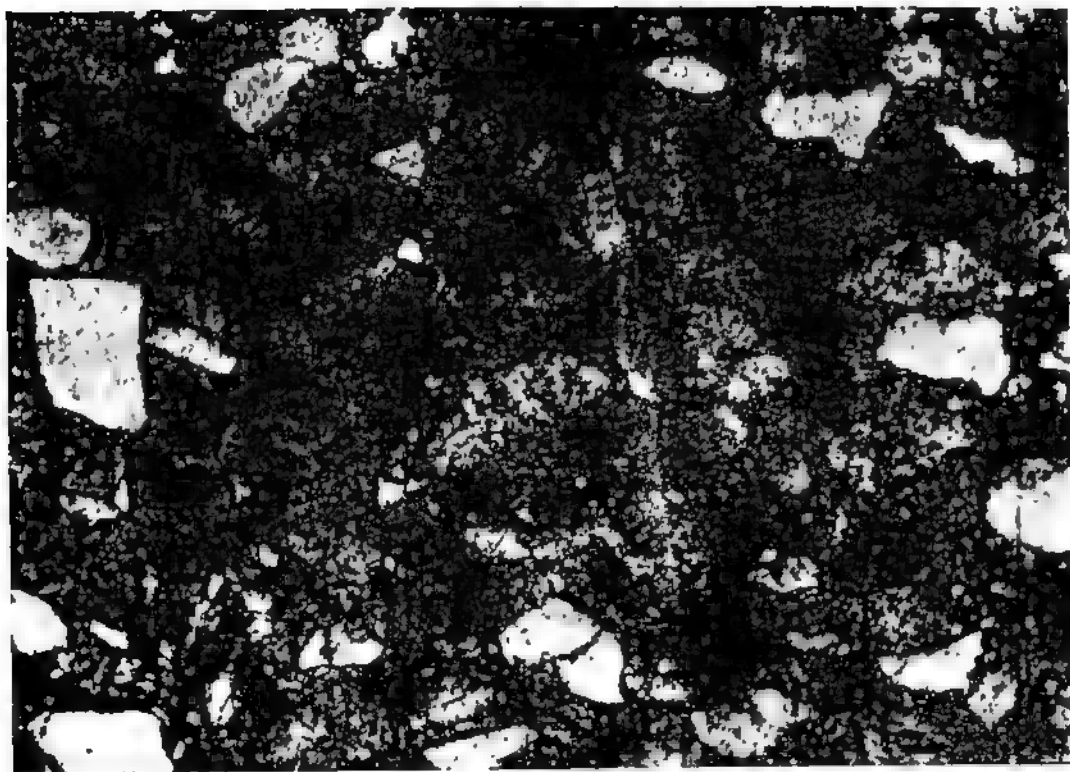


Фиг. 1. То же, что фигуры табл. VI. Угловатые обломки кварца; слева — крупное зерно мрамора; много обломков рудных минералов. Взят на 453-м километре Чуйского тракта. Шлиф 66. $\times 25$. Николи ||.



Фиг. 2. То же, что и предыдущая фигура. Крупные обломки кварца и большое количество обломков пироксена. Крупный обломок пироксена виден около середины верхнего края шлифа; слева внизу — осколок основной массы эффузива (темное пятно). Взят в русле рч. Чибит у моста в пос. Чибит (коренной выход). Шлиф 332. $\times 25$. Николи ||.

Таблица VIII



Фиг. 1. Цемент конгломерата кутень-булукской свиты. Представлен песчаным материалом, цементированным в свою очередь частично перекристаллизованной пелитовой массой, которая интенсивно пропитана окислами железа. Шлиф 97а. $\times 25$. Николи \parallel .



Фиг. 2. Тот же шлиф 97а. Николи \perp .

Конгломераты

Кроме вышеописанных брекчий в отдельных частях кутень-булукской свиты были встречены тонкие линзовидные конгломераты, залегающие среди красноцветных песчаников и сланцев. Они представляют собой очень небольшой мощности линзы, обогащенные значительным количеством мелких галек вишнево-красных сланцев и реже песчаников. Форма указанных галек обычно плоская, округло-угловатая. Размер, как правило, не превышает 8—10 см. В виде исключения наблюдались обломки, имеющие 15—20 см по большому диаметру. Рассмотрим сначала гальки, а затем цемент.

Гальки

Песчаники (шлифы 97, 3 шт.). Песчаник разнозернистый, слоистости в нем не наблюдается. Цемент песчаника пелитово-хлоритовый, иногда с примесью кальцита. Местами он выполняет поры между зернами, но большей частью цемент базальный. Зерна представлены кварцем, сильно разрушенными разнообразными полевыми шпатами, мусковитом, эпидотом, хлоритом и обломочками железорудных минералов. Кроме того среди зерен песчаников встречаются мелкие осколки известняков, богатых окислами железа, мелкозернистых песчаников, хлорито-кварцевых, хлорито-известковистых и богатых окислами железа глинистых сланцев, а также сильно разрушенных порфиритов и кварцевых порфиров.

Сланцы (шлифы 97а, 2 шт.). Сланцы представлены кварцево-хлоритовыми разновидностями, содержащими довольно значительную примесь кальцита, серицита и в очень редких случаях эпидота. Почти всегда в породе присутствует небольшое количество мелких (до 0.05—0.07 мм) кварцевых зерен. В отдельных обломках видно довольно значительное количество очень мелкой рудной вкрапленности, местами распределяющейся по породе в зависимости от слоистости. Отдельные тонкие линзовидные прослойки как бы перегружены ею.

Цемент

(Шлифы 97а, 2 шт.)

Микроскопическое изучение цемента конгломератов показало, что он состоит из глинистой и реже песчано-глинистой массы, обильно пропитанной красно-бурыми в отраженном свете окислами железа. Последние распределены по породе неравномерно, не пропитывая ряда отдельных мелких линзочек породы. В этих линзочках видно, что цемент в основном состоит из пелитового материала, частично превращенного в хлорит, и очень мелко раздробленного кварца, к которому в редких случаях примешивается небольшое количество серицита.

Песчаные частицы незначительных размеров встречаются обычно в небольшом количестве и распределенными по породе неравномерно. Кроме кварца, составляющего огромное количество песчаных зерен, были встречены единичные обломочки полевых шпатов и эпидота (табл. VIII, фиг. 1 и 2).

Песчаники

(Шлифы 151, 154, 176, 206, 254, 255, 303, 304, 306, 376, 469, 512)

Макроскопически песчаники обычно очень сходны с цементирующей массой вышеописанных брекчий. Это—или разнозернистые, или мелкозернистые породы, местами тесно связанные с одной стороны тонким переслаиванием с различными сланцами, а с другой—нередко залегающие в виде обособ-

ленных прослоев среди брекчий. Окраска песчаников обычно зеленая или зеленовато-серая, вследствие чего у некоторых исследователей они получили название граувакк. Слоистость в них в подавляющем большинстве случаев отсутствует, но иногда она выражена очень четко (табл. IX, фиг. 1 и 2). Благодаря тому, что песчаники местами тонкослоисты, они приобретают большое сходство со сланцами. В тех случаях, когда слоистость в них не выражена, песчаники при беглом осмотре легко принять за диабазы вследствие очень прочной их цементации.

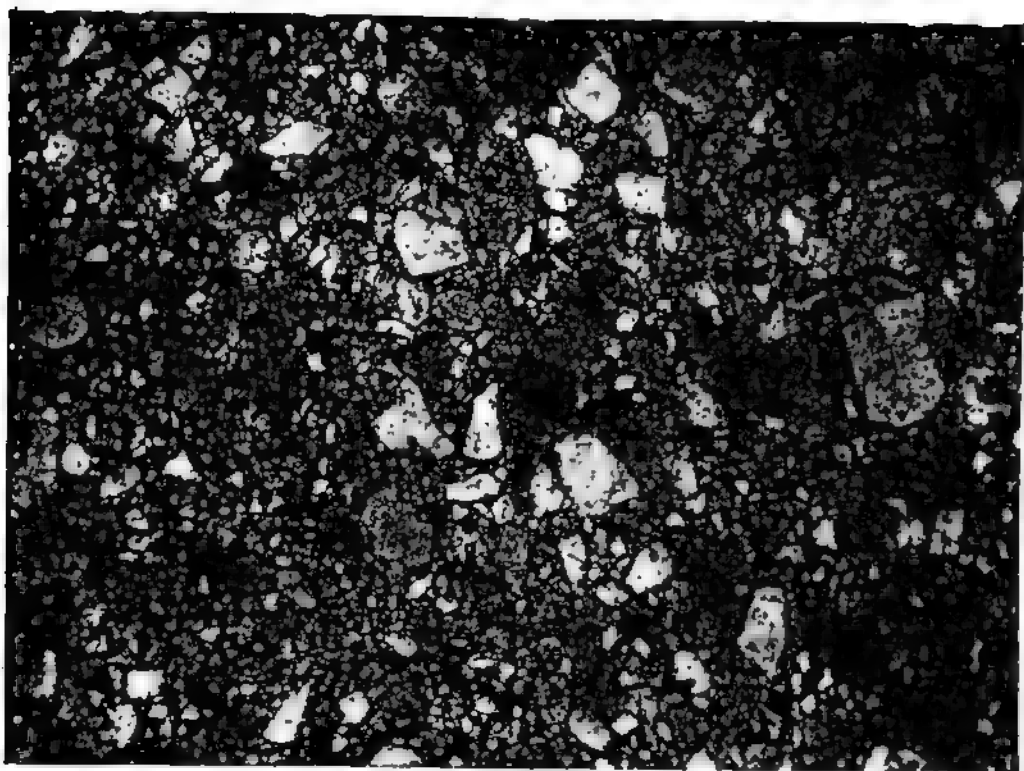
Микроскопическое исследование этих зеленоцветных песчаников показало их большое разнообразие, зависящее главным образом от состава и величины песчаного материала. Цементирующая масса во всех типах песчаников остается более или менее однородной. Главную массу песчаников составляют разновидности, сцементированные перекристаллизованным пелитовым материалом. Значительно меньшее количество их разновидностей имеет известково-кварцевый цемент, обычно в различной степени загрязненный частично перекристаллизованным пелитовым материалом. Последний, благодаря метаморфизации пород, превращается большей частью в агрегат, состоящий из мелких чешуек хлорита (до 0.03 мм), тесно переплетающихся с подчиненными им зернами кварца удлиненной формы. Этим и объясняется зеленая окраска песчаников. Местами к кварцево-хлоритовой массе цемента присоединяются в небольших количествах карбонаты и серицит.

В разнотернистых песчаниках вышеописанная цементирующая масса иногда выполняет поры между песчаными зернами, но чаще имеет базальный характер. В этих песчаниках наряду с обычно угловатыми зернами размером в 0.1—0.3 мм встречаются и более крупные — до 1.5 мм. В составе их явно преобладают кварц и полевые шпаты. В отличие от песчаной массы, цементирующей брекчий, здесь значительно снижается количество обломков гранитов и сланцев. Эффузивы почти полностью отсутствуют. Состав темноцветных минералов также довольно резко изменяется: сильно уменьшается количество пироксенов, роговой обманки и первичного эпидота. Первичный хлорит отсутствует. Силицилиты, так же как и раньше, продолжают встречаться. Таким образом совершенно ясно видно, что в этих песчаниках, сравнительно с цементом брекчий, резко изменяются лишь количественные соотношения минералов, а состав их остается почти без изменений.

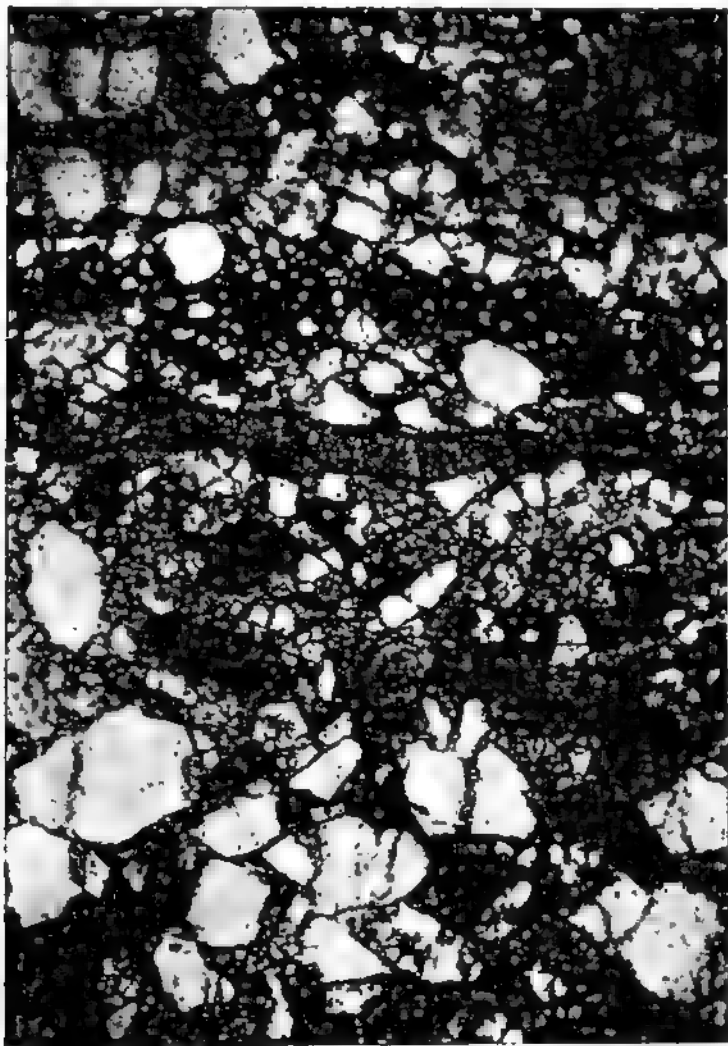
В мелкозернистых песчаниках с зернами большей частью угловатыми и округло-угловатыми, размером 0.1—0.3 мм, меняется соотношение между цементом и песчаным материалом; кроме того и качественный состав последнего заметно беднеет (табл. X, фиг. 1). Степень насыщенности цемента песчаным материалом падает, и он часто приобретает сгустковую структуру. В составе зерен полностью исчезают обломки эффузивов и сланцев, а также пироксены. Остаются почти исключительно кварц и полевые шпаты. Кроме того, в очень небольших количествах встречаются эпидот и, как исключение, роговая обманка, обломки гранита и силицилитов.

Дальнейшее изменение характера песчаников идет уже не столько в сторону уменьшения размеров песчаных частиц, сколько в сторону уменьшения количества последних в породе, что приводит к образованию переходных разновидностей пород между песчаниками и нижеописанными сланцами (табл. X, фиг. 2). Для этих пород характерно сравнительно небольшое количество песчаного материала (до 30%). Состав его аналогичен составу мелкозернистых песчаников — кварц и полевые шпаты, а также незначительное количество зерен эпидота, обломочков гранита и силицилитов. Цемент, состоящий главным образом из вторично образованных мелкочешуйчатого хлорита и кварца, иногда с серицитом и карбонатами, почти всегда имеет лепидобластическую структуру.

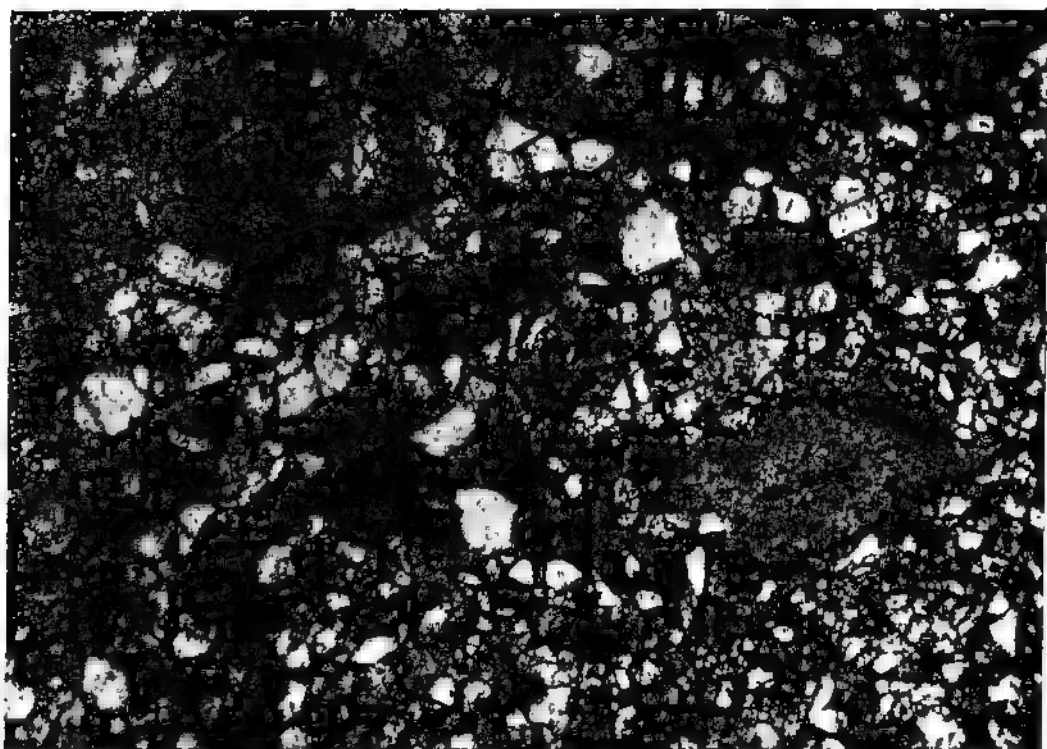
Из вторичных процессов, развитых в песчаниках, кроме перекристаллизации цемента, выражающейся в новообразованиях хлорита, кварца,



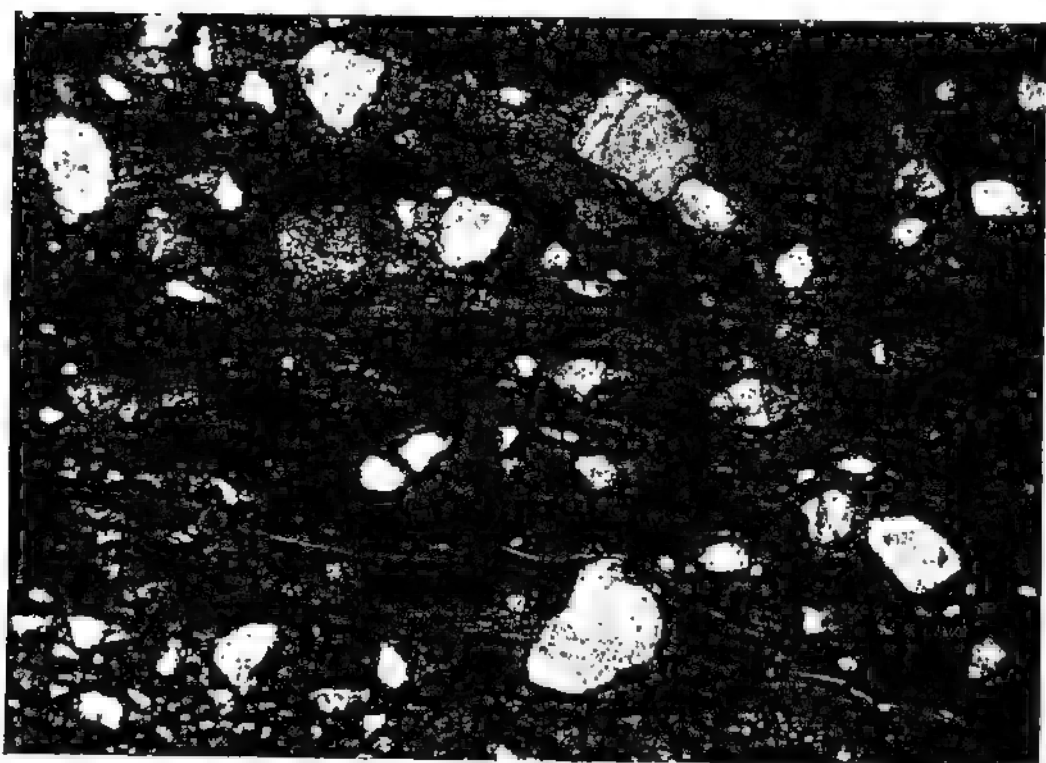
Фиг. 1. Песчаник кутень-булукской свиты, состоящий из угловатых обломков кварца и свежего плагиоклаза, погруженных в хлоритовую массу. Слоистости не видно. Шлиф 303. $\times 25$. Николи ||.



Фиг. 2. Песчаник кутень-булукской свиты. В верхней части шлифа видны прослой кальцитовый и эпидотовой пород, перегруженные неотсортированными обломками; в нижней части шлифа видны обломки кварца с реликтивными трещинками. Основная масса представлена хлоритом. Шлиф 254. $\times 25$. Николи ||



Фиг. 1. Песчаник кутень-булунской свиты. Среди угловатых зерен кварца и полевых шпатов видны два крупных обломка серицитовых сланцев. Шлиф 255. $\times 25$. Николи \parallel .



Фиг. 2. Песчанистый сланец кутень-булунской свиты. Прекрасно видно залегание сравнительно крупного песчаного материала в микрослоистой хлоритово-серицитовой массе. Шлиф 152. $\times 25$. Николи \parallel .

серицита и кальцита, следует отметить местами интенсивную эпидотизацию породы. Образование вторичного эпидота идет частично за счет разрушения полевых шпатов, частично же за счет перекристаллизации цемента. Кроме того, следует отметить почти повсеместное наличие мелкой рудной вкрапленности, местами очень сильно загрязняющей породу. Ее образование частично связано с привнесом в породу рудных минералов, так как часть кварцево-карбонатных жил, рассекающих породу, содержит рудные минералы. Частично же вкрапленность, быть может, связана с перераспределением сингенетических окислов железа.

Явления катаклаза в описанных песчаниках распространены так же широко, как и в брекчиях. Формы проявления его те же самые. Следует отметить, что изогнутость двойниковых швов иногда наблюдается и в кристаллах кальцита цемента.

Кроме описанных зеленоцветных песчаников, в кутень-булукской свите встречаются песчаники, имеющие вишнево-красный и в отдельных случаях темнофиолетовый цвет. Микроскопическое исследование их показало, что от вышеописанных они отличаются только характером цемента. Поэтому ни на описании песчаного материала, ни на взаимоотношениях его с цементом мы не останавливаемся. Если в зеленоцветных песчаниках цемент представлен главным образом кварцево-хлоритовым материалом, то здесь количество хлорита резко уменьшается, а карбонатов значительно возрастает. Кроме того вся порода очень сильно пропитывается сингенетическими красными и красно-бурыми (в отраженном свете) окислами железа. Благодаря этому цемент становится пелитово-железистым, сильно загрязненным известковым материалом. Такой состав цемента обусловил и красную окраску пород. Распределение окислов железа в породе неравномерное: в одних прослоях их наблюдается больше, в других меньше. Характерно, что в красноцветных песчаниках пелитовый материал цемента перекристаллизован значительно слабее, чем в зеленоцветных.

Сланцы

(Шлифы 81, 82, 149, 150, 153, 156, 170, 171, 173, 261, 405, 406, 407, 468, 473, 504)

Макроскопически сланцы выглядят следующим образом. Они окрашены почти всегда в темнозеленый или серо-зеленый цвет. Обычно тонкослоисты, сильно разбиты кливажем, одна из плоскостей которого часто совпадает с плоскостями напластования. Местами они слоистости не обнаруживают, и тогда обломки их по своей форме начинают напоминать обломки каких-то иных плотных пород афанитового и тонкозернистого сложения.

Под микроскопом выясняется, что сланцы представляют собой породы, сложенные перекристаллизованным материалом пелитовых частиц, к основной массе которого примешано незначительное количество песчаных частиц.

Перекристаллизация пелитового материала привела к образованию агрегатов мелкочешуйчатого (до 0.03 мм) хлорита, тесно переплетенного с удлиненными зернами кварца таких же размеров. Различные количественные соотношения указанных двух минералов создают ряд разновидностей, из которых крайние члены этого ряда сложены почти исключительно хлоритом или кварцем, а промежуточные создают целую гамму различных, местами тонко переслаивающихся хлорито-кварцевых и кварцево-хлоритовых сланцев (табл. XI, фиг. 1). Такое большое развитие хлорита объясняет зеленую окраску почти всех сланцев докембрия. В отдельных очень тонких прослойках эти сланцы содержат местами значительную примесь серицита и кальцита. Иногда количество последней настолько возрастает, что приходится говорить о наличии серицито-хлоритовых, серицито-кварцевых, известковистых и даже серицитовых сланцев; есть разновидности, сложен-

ные почти исключительно одним серицитом. В одном шлифе (№ 469) нами наблюдалась значительная примесь углистого вещества. Последнее распылено по многочисленным микроскопически тонким (до 0.05—0.06 мм) прослойкам, что ясно указывает на сингенетичность его. Почти все сланцы обладают ясно выраженной микрослоистой текстурой, обусловленной скоплением зерен, расположенных вытянутой стороной вдоль наложения, и почти повсеместно подчеркивающей первичную слоистость породы. В некоторых случаях и сланцеватость и слоистость породы выражаются очень неясно или же совершенно не заметны, и тогда структура породы принимает вид гранобластической с беспорядочным распределением материала.

Отдельные разновидности хлорито-кварцевых сланцев содержат ряд тонких прослоечков, сравнительно бедных хлоритом, а иногда сложенных почти исключительно кварцем. В этих прослоечках различной мощности (от 0.05 до нескольких мм) зерна кварца несколько изменяют свою форму и уменьшаются в размерах от 0.03 до 0.01 мм. Форма зерен кварца становится менее вытянутой, и местами агрегаты кварца приобретают торцовую структуру. Количество хлорита обычно в таких прослойках резко уменьшается и в середине последних иногда падает почти до нуля. Как нам кажется, в этой породе мы имеем переходную разновидность между ранее описанными силицитами и сланцами, что еще раз подчеркивает осадочное происхождение силицитов.

Песчаный материал, примешанный к основной перекристаллизованной пелитовой массе, наблюдается во всех разновидностях сланцев почти повсеместно. Он представлен сравнительно крупными (0.05—2.5 мм), обычно угловатыми или полуокатанными обломками кварца, иногда сильно разрушенных полевых шпатов и значительно реже первичного эпидота и биотита. В отдельных шлифах ясно выступает послойное распределение этого материала.

Из вторичных процессов, наблюдавшихся в сланцах, кроме новообразования хлорита, серицита, а также, быть может, частично кальцита, следует отметить образование вторичного эпидота и титанита. Количество эпидота в отдельных шлифах сильно возрастает, что заставляет говорить о наличии среди сланцев эпидотизированных разновидностей. Так же, как и в песчаниках, часто наблюдается мелкая рудная вкрапленность, представленная разложившимся пиритом.

Кроме описанных зеленых сланцев в кутень-булукской свите обычно вместе с красноцветными песчаниками и брекчиями встречаются вишнево-красные сланцы. Внешний вид их ничем не отличается от внешнего вида плотных аргиллитов.

Микроскопическое исследование их показало, что они, так же как и песчаники, отличаются от зеленых пород только большим количеством сингенетичных красных и красно-бурых (в отраженном свете) окислов железа и неполной перекристаллизацией пелитового материала. В распределении окислов железа наблюдается очень тонкое чередование прослоечков, сильно обогащенных или сравнительно бедных ими. Никаких следов вторичного перераспределения их по породе не обнаружено.

Ледниковый валун в пос. Чибит

В пос. Чибит в 60 м к западу от моста через речку того же наименования, на расстоянии нескольких метров от тракта, среди четвертичных ледниковых образований был встречен один очень интересный валун (см. выше рис. 16 на стр. 119). При первом взгляде он производит впечатление огромной хорошо окатанной глыбы сильно сцементированной брекчии, в которой среди зеленоцветной песчанистой массы наблюдается большое количество слабо окатанных обломков преимущественно

но известняков. При детальном рассмотрении, особенно после того как он был взорван, оказалось, что валун переполнен гальками самых разнообразных пород, иной раз забивающих все промежутки между отдельными, значительно более крупными обломками известняков. Здесь кроме известняков были встречены различные граниты, габбро, кислые и основные эффузивы, песчаники, сланцы и силицилиты. Особый интерес к этому валуну вызывается тем, что нами в моренных обнажениях нигде не была встречена порода, подобная ему по богатству и разнообразию петрографического состава галек. Наиболее близкими являются описанные выше брекчий кутень-булукской свиты, выступающие в долине рч. Мён.

Дальнейшее наше описание построено следующим образом: сначала дается описание галечного материала, а потом характеристика цемента.

Обломки и гальки

Гранит биотитовый (шлифы 34, 35, 40, 58а, 334, 338, 340, 347). Главными компонентами являются плагиоклаз, ортоклаз, биотит, ильменит. Количественные соотношения минералов видны из нижеследующих данных (в %), причем нужно отметить, что колебания в количественном составе отдельных компонентов, особенно кварца — значительны:

	Ш л и ф	
	35	40
Кварц	8	45
Плагиоклаз	56	30
Калиевые полевые шпаты	7	10
Биотит + хлорит	27	14
Прочие минералы (преимущественно ильменит) . .	2	1

Гранит обычно гипидиоморфнозернистый, частью же панидиоморфнозернистый. Наибольшей степенью идиоморфизма характеризуются небольшие кристаллы плагиоклаза и часть нацело хлоритизированных темноцветных минералов. Порода обычно слабо катаклазирована.

Плагиоклаз наблюдается обычно или в виде короткопризматических кристаллов, большей частью идиоморфных (длина до 0.75 мм), или же в виде крупных (до 2 мм) сильно вытянутых зерен обычно с меньшей степенью идиоморфизма. Между обоими типами зерен наблюдаются переходы, и в этом случае отделение плагиоклазов одной группы от другой весьма затруднительно, а иной раз и невозможно. Редкие зональные зерна встречаются только среди крупных кристаллов. Зональность их выражена слабо. Состав небольших кристаллов определяется № 26, крупных — № 13.

Калиево-натровые полевые шпаты представлены ортоклазом, участками переходящим в микропертит.

Кроме того встречаются единичные зерна микроклина с двойниковой решеткой. Размеры кристаллов разнообразны, иногда достигая 1.5 мм. Так же как и плагиоклазы, калиево-натровые полевые шпаты обычно замутнены.

Кварц заполняет промежутки между другими составными частями, местами выполняя коррозионные углубления в ранее выделившихся минералах (шлиф 35). Местами он образует крупные скопления, составляя до 50% породы (шлиф. 347), и тогда он ясно катаклазирован.

Биотит развивается листочками с буровато-коричневыми цветами плеохроизма; иногда сростается с плагиоклазами. Размер листочков биотита иногда достигает 0.5 мм.

Эпидот встречается в виде отдельных небольших зерен, почти всегда ассоциирующихся с темноцветной частью породы. В отдельных случаях он наблюдается включенным в небольшие зерна плагиоклаза.

Ильменит образует неправильные зерна (до 0.2 мм), почти повсеместно превращенные в лейкоксен с черным рудным скелетом; почти всегда приурочен к темноцветной части породы.

Апатит наблюдается в виде редких, очень мелких кристалликов.

Циркон заключен в биотите в виде мелких кристалликов с плеохроичной оболочкой.

Вторичные процессы представлены хлоритизацией и кальцитизацией.

Хлорит представлен преимущественно пеннином с синей аномальной интерференционной окраской; он почти нацело замещает темноцветную часть. В ряде случаев агрегаты хлорита имеют очертания, сходные с очертаниями поперечного сечения амфиболов.

Кальцит развивается преимущественно по полевым шпатам, реже по трещинам хлорита, местами как бы разъедая последний, что говорит о более позднем образовании кальцита.

Микропегматитовый гранит (шлифы 352, 353). Главными компонентами микропегматитового гранита, обладающего большей частью гипидиоморфнозернистой структурой, являются микропегматит, кварц, ортоклаз, плагиоклаз (№ 23), эпидот. Основную массу породы составляет микропегматит (в шлифе 353 — 75%), тогда как остальные минералы, за исключением кварца, встречаются в очень незначительных количествах (табл. XI, фиг. 2).

Микропегматит большей частью имеет характер тончайшего прорастания ортоклазом кварца и лишь в редких случаях более грубого. В последнем случае обычно прорастание захватывает небольшую часть зерен ортоклаза.

Плагиоклаз встречается большей частью в виде небольших идиоморфных столбчатых кристаллов, иногда в виде более крупных зерен с меньшей степенью идиоморфизма.

Ортоклаз, как правило, представлен почти незамутненными зернами неправильной формы, отдельные участки которых являются микропертитом.

Темноцветные минералы, представленные видимо биотитом, разрушены целиком; они частью перешли в эпидот, частью же в хлорит.

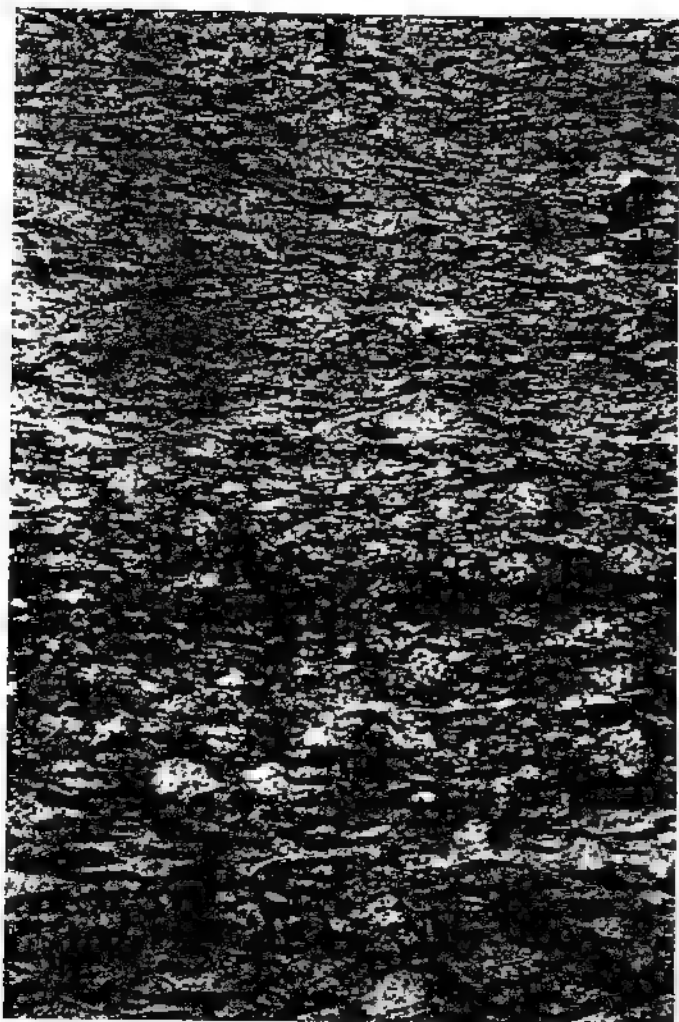
Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Последний полностью превращен в лейкоксен. Апатиты и циркон представлены мелкими кристалликами.

Из вторичных процессов кроме хлоритизации следует отметить местами довольно сильную карбонатизацию темноцветной части.

Порода разбита тонкими жилками кальцита и более позднего хлорита.

Эпидотизированный гранит (шлифы 58б, 58в). Гранит обладает ясно выраженной гипидиоморфнозернистой структурой. Сложен крупными кристаллами совершенно чистых плагиоклазов (№ 22), небольшим количеством ортоклаза и кварцем. По полевым шпатам и реже по кварцу развиваются мелкие кристаллики (до 0.1—0.15 мм) эпидота. Кроме того присутствует довольно большое количество мелких идиоморфных кристалликов апатита. Последних местами очень большое количество (табл. XII, фиг. 1). Обращает внимание очень хорошая сохранность породы, резко отличающая его от вышеописанного биотитового гранита.

Огнейсованный гранит (шлиф 38). Порода сложена кварцем, кислыми плагиоклазами, ортоклазом, микроклином (с двойниковой решеткой), биотитом и мусковитом. Основную массу породы составляют кварц и калиевые полевые шпаты. Гранит неравномернозернистый (табл. XII, фиг. 2). Здесь имеются отдельные крупные зерна полевых шпатов (размером в 0.7—0.8 мм) и несколько реже встречающиеся зерна кварца. Они распределены неравномерно среди остальной массы более мелких, преимущественно кварцевых зерен, размер которых колеблется от 0.02 до 0.20 мм. Слюды, представленные длинными листочками, располагаются в породе ориентированно. Метаморфизация породы очень сильна, что отчетливо выявляется бла-



Фиг. 1. Микрослоистый сланец кутень-булукской свиты. В верхней половине фотографии в породе явно преобладает кварц, которому подчинены чешуйки хлорита; в нижней половине количество последних резко повышается; в средней части находится прослой, богатый вторичным эпидотом и титанитом. Шлиф 255. $\times 90$. Николи \parallel .

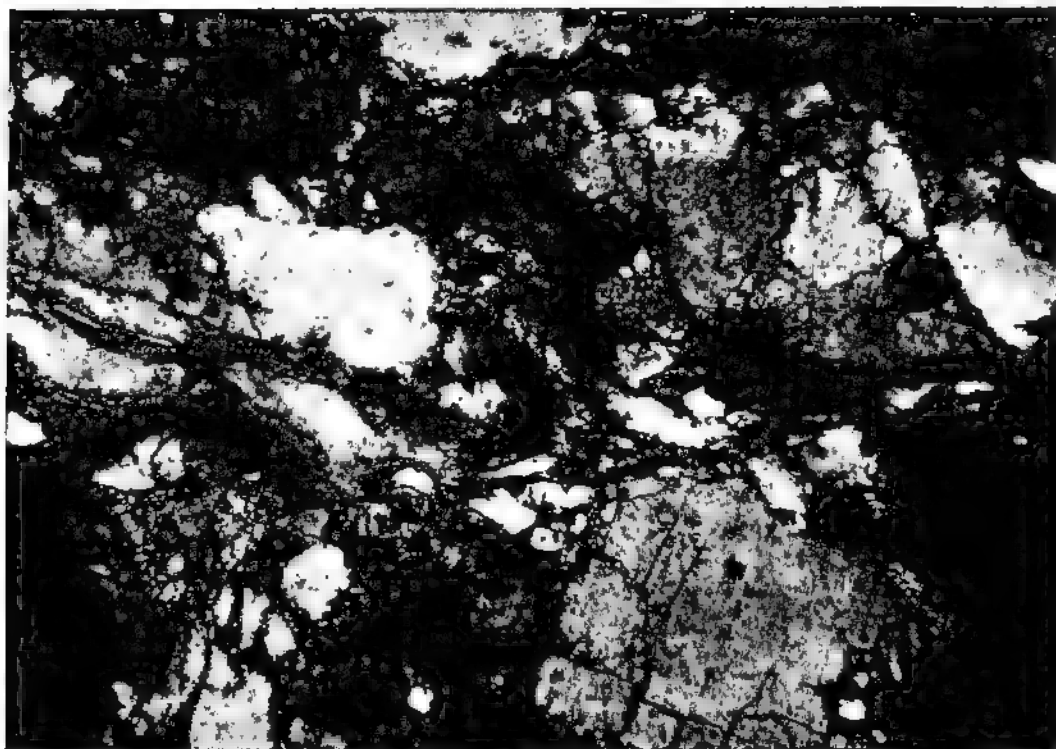


Фиг. 2. Микропегматитовый гранит. Галька в кутень-булукской свите (ледниковый валун в пос. Чибит). Шлиф 352. $\times 90$. Николи \perp .

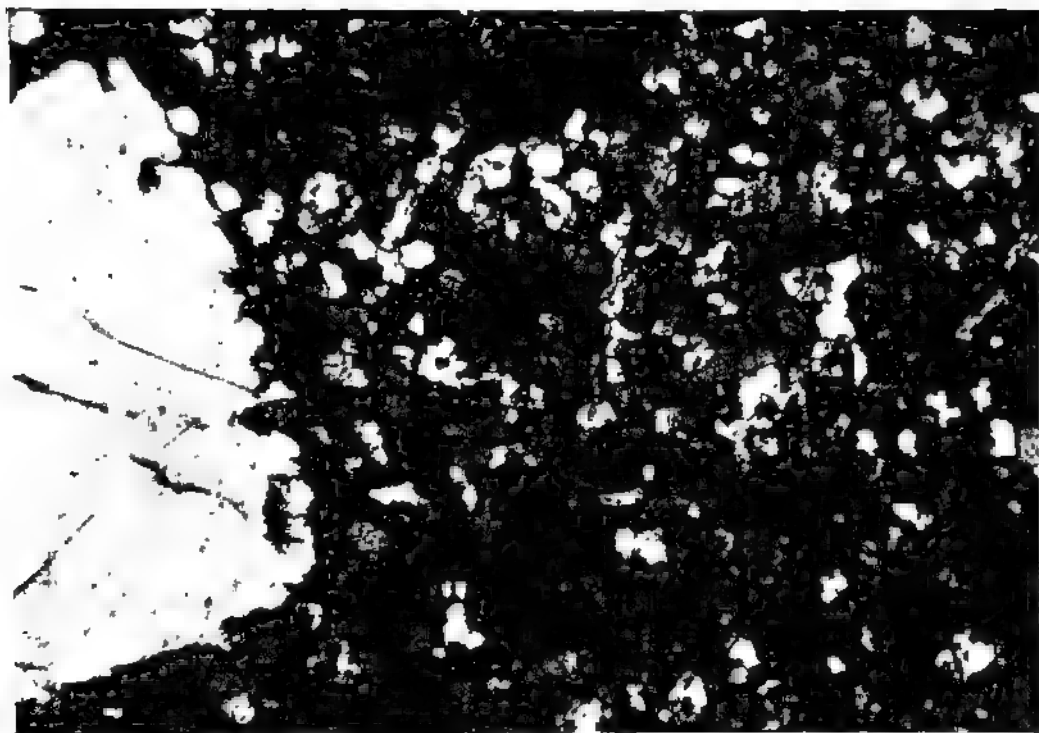
Т а б л и ц а X I I



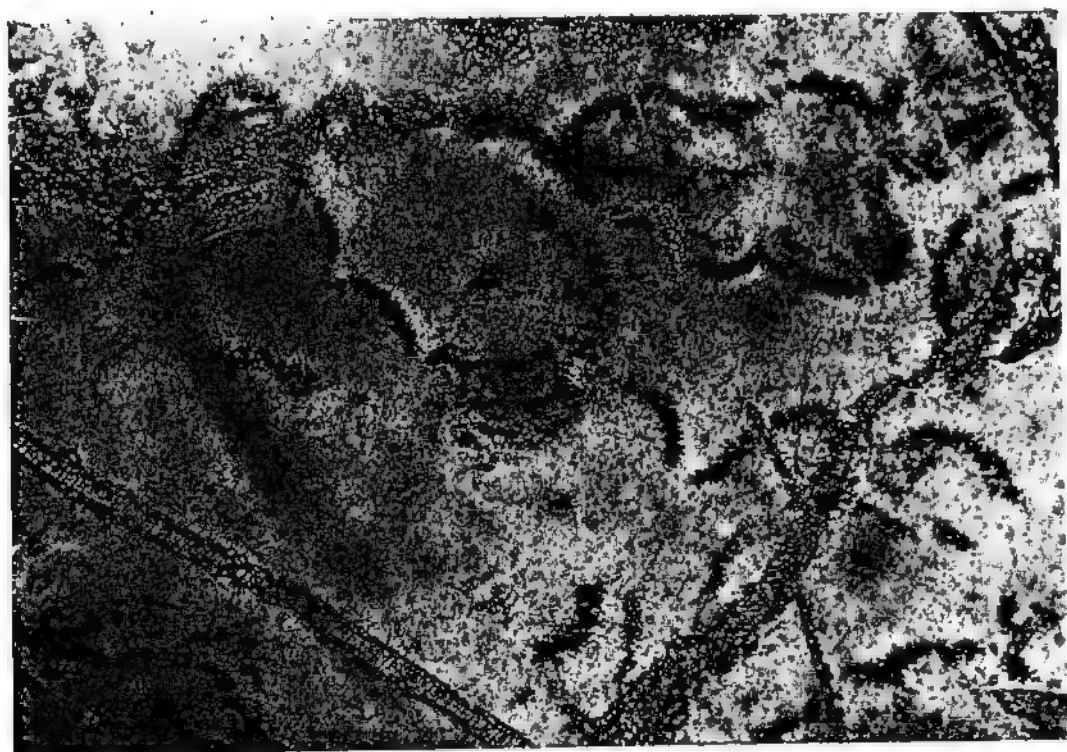
Фиг. 1. Эпидотизированный гранит. Галька в кутень-булукской свите (ледниковый валун в пос. Чибит.). Шлиф 58. $\times 90$. Николи +.



Фиг. 2. Огнейсованный гранит. Видно ориентированное расположение пластинок слюды, которая в средней части фотографии вытянута в горизонтальном направлении. Кроме того, в нижней части шлифа виден сильный катанлаз. Галька в кутень-булукской свите (ледниковый валун в пос. Чибит.). Шлиф 38. $\times 40$. Николи +.

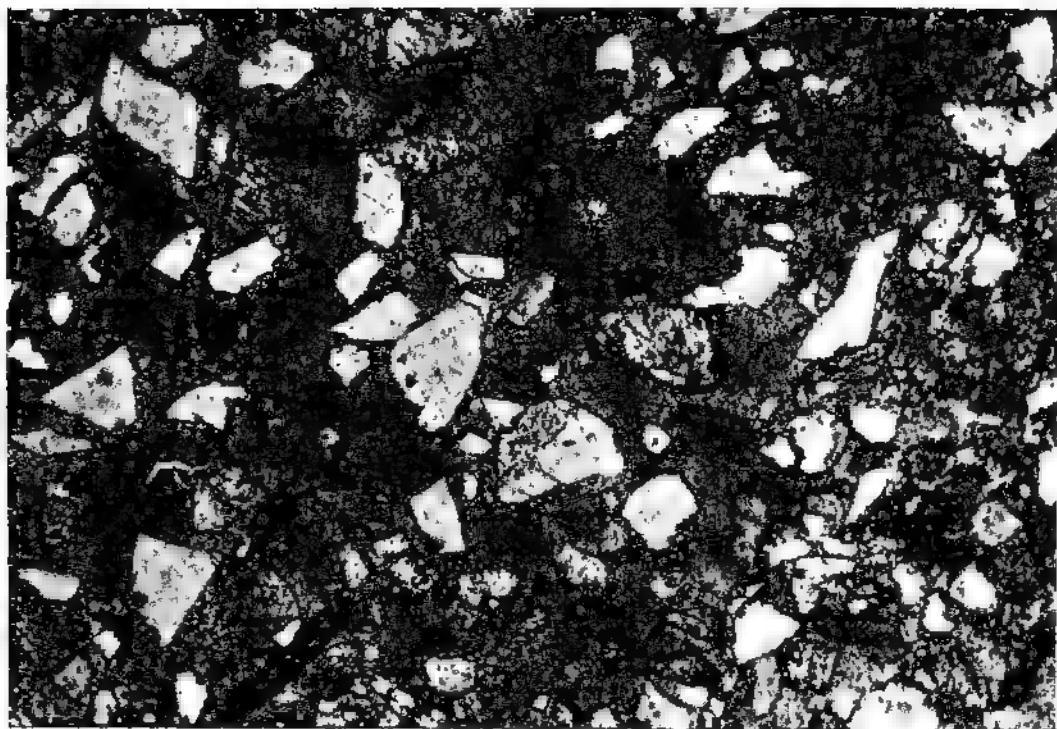


Фиг. 1. Кварцевый порфир; слева — край вкрапленника кварца. Галька в кутень-булукской свите (ледниковый валун в пос. Чибит). Шлиф 346. $\times 40$. Николи +.

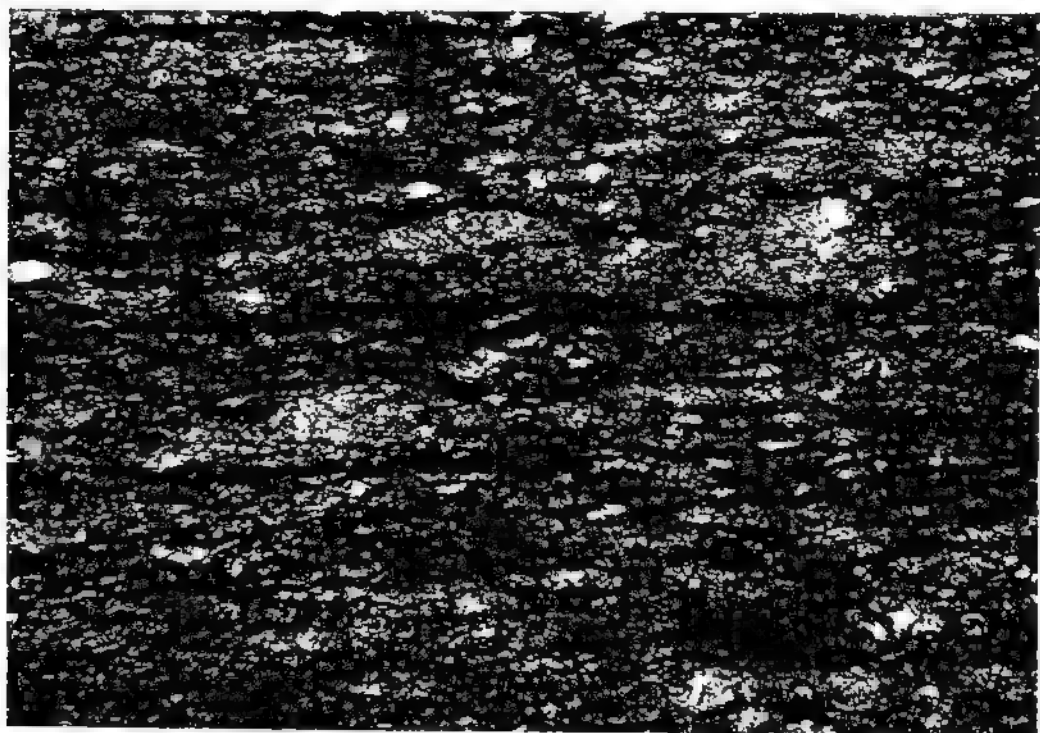


Фиг. 2. Силицилит со сгустковой структурой. Последняя подчеркнута ориентировкой в распределении иголок гематита. Видны более молодые жилки кальцита. Галька в кутень-булукской свите (ледниковый валун в пос. Чибит). Шлиф 36. $\times 90$. Николи ||.

Т а б л и ц а XIV



Фиг. 1. Цемент кутень-булукской свиты (ледниковый валун в пос. Чибит). Шлиф 43а. $\times 15$. Николи ||.



Фиг. 2. Микрослоистый известняк, сильно загрязненный углистым веществом. Свита неопределенного возраста (нижний силур?). Шлиф 429. $\times 90$. Николи ||.

годаря сильной перекристаллизации породы, сопровождаемой образованием мирмекита. На это же указывает сильная раздробленность полевых шпатов и местами волнисто гаснущего кварца, мелкие трещинки в которых были залечены совершенно.

Г а б б р о (шлифы 45, 46). Главными компонентами являются пироксены, роговая обманка и плагиоклаз. Кроме того в значительных количествах встречаются ильменит и кварц. Количественные соотношения их иллюстрируются следующими цифрами (в %):

Плагиоклаз	45
Пироксены + амфиболы	50
Кварц	3
Прочие минералы (преимущественно ильменит)	2

Микроструктура обычно офитовая, местами переходит к габбровой с неясной последовательностью выделения плагиоклазов и темноцветных минералов. Плагиоклазы представлены разнообразными (от 0.5 до 1.5 мм) кристаллами. Наиболее мелкие кристаллы имеют хорошо очерченные границы; степень идиоморфизма их значительно выше, чем у пироксенов и амфиболов. Плагиоклазы иногда зонарны, местами с четкими границами между отдельными зонами. Состав плагиоклазов в средних зонах соответствует лабрадору № 58.

Пироксен представлен исключительно авгитом с зеленоватыми цветами плеохроизма. Развивается в виде небольших зерен с неправильными очертаниями. Обычно сильно изменен преимущественно процессами уралитизации.

Амфиболы большей частью развиваются по пироксену. Представлены зеленой роговой обманкой, часто уралитовой. Сказать, есть ли в породе первичная роговая обманка или же вся она образовалась за счет пироксена, нельзя.

Кварц заполняет промежутки между выделившимися ранее минералами, что говорит о первичной его природе, — особенно, если учесть, что в контакте кварца с кристаллами плагиоклаза не наблюдается никаких следов коррозии последних.

Ильменит ассоциируется с темноцветной частью пород; почти целиком превращен в лейкоксен, местами с сохранившимся рудным скелетом.

Вторичные процессы представлены сосюритизацией плагиоклазов и карбонатизацией части темноцветных минералов. Кроме того в отдельных участках наблюдается хлоритизация роговой обманки.

К в а р ц е в ы й п о р ф и р (шлифы 335, 337, 346). Микроструктура обычно порфировая, полнокристаллическая. Вкрапленники рассеяны по породе неравномерно, в отдельных участках содержание их повышается до 35—40% (табл. XIII, фиг. 1). Они представлены кварцем, большей частью оплавленным, ортоклазом и плагиоклазом (№ 12). Кроме того имеется незначительное количество вкрапленников темноцветных минералов (видимо биотита), нацело хлоритизированных, и ильменита, превращенного почти нацело в лейкоксен.

Основная масса микрофельзитового строения, сложена мелкими зернами (до 0.03—0.04 мм) кварца и полевых шпатов, с небольшой примесью рудных минералов.

Вторичные процессы представлены хлоритизацией темноцветных минералов и частично основной массы, а также развитием кальцита по полевым шпатам.

М и к р о ф е л ь з и т (шлиф 335). Основная масса микрофельзита сложена мелкими неправильной формы зернами (до 0.07—0.08 мм) кварца и полевых шпатов, среди которых распылены мелкие рудные зерна. К основной массе примешано незначительное количество очень мелких чешушек хлорита.

Вкрапленники представлены одним зерном оплавленного плагиоклаза (№ 18) и двумя зернами темноцветного минерала, нацело перешедшего в хлорит.

Кварцевый порфирит (шлифы 32, 40, 44, 348). Микроструктура обычно эвпорфировая, полнокристаллическая. Вкрапленники, обычно обладающие неправильными очертаниями, очень неравномерно распределены по породе. Они представлены корродированным кварцем, альбитизированными в значительной степени плагиоклазами (№ 38) и темноцветными минералами, нацело замещенными кальцито-хлоритовым агрегатом. Изредка встречается эпидот.

Основная масса пилотакситового строения, сложена частично альбитизированным плагиоклазом с небольшим количеством кварца. Кроме того в строении ее принимают значительное участие нацело превращенные в хлорито-карбонатный агрегат темноцветные минералы и мелкие распыленные по породе железорудные минералы.

Роговообманковый порфирит (шлифы 42, 336). Микроструктура эвпорфировая, полнокристаллическая. Плохо ограненные вкрапленники в породе наблюдаются довольно редко. Они принадлежат сильно разрушенному плагиоклазу и зеленой роговой обманке, сохранившейся очень хорошо.

Основная масса сложена агрегатом призматических кристаллов плагиоклаза, нацело сосюритизированного. Промежутки между плагиоклазами заполнены зеленой роговой обманкой, частью хлоритизированной. Кроме того здесь присутствует незначительное количество мелких кристалликов магнетита.

Вторичные процессы, как уже упоминалось выше, представлены интенсивной сосюритизацией плагиоклазов и частичной хлоритизацией роговой обманки.

Диабаз (шлиф 60). Микроструктура породы офитовая. Вкрапленники отсутствуют полностью. Основная масса сложена мелкими (до 0.2 мм) микролитами сильно разрушенного плагиоклаза (№ 48—53) и пироксена, выделившегося позднее. Кроме того в породе присутствует значительное количество магнетита и ильменита.

Вторичными процессами плагиоклазы слабо кальцитизированы, а пироксены почти нацело превращены в хлорито-кальцитовый агрегат. Ильменит почти целиком превращен в лейкоксен.

Хлорито-эпидотовый сланец (шлиф 89). Сложен в основном мелкозернистым агрегатом хлорита и кварца с незначительной распыленной примесью очень мелкого рудного материала. Распределение хлорита и кварца крайне неравномерное; в одних участках явно преобладает хлорит, другие сложены почти исключительно кварцем. Последний местами образует неправильные скопления зерен, резко выделяющихся из остальной массы по своим размерам (0.1—0.2 мм). Кроме того в породе имеется значительное количество эпидота. Он встречается или в виде мелких зерен (по 0.05—0.20 мм), крайне неравномерно распределенных по породе, или же слагает отдельные участки шлифа, образуя скопления эпидота до 1.5 мм в диаметре.

Следует отметить наличие мелкозернистого кальцита, частью распыленного по породе и частью выполняющего трещинки.

Хлорито-кварцевый сланец (шлиф 337). Микрослоистый, тонкозернистый хлорито-кварцевый сланец, богатый кальцитом. Последний распределен по породе неравномерно, местами обособляясь в отдельные мелкие пятна, сложенные тонкозернистым кальцитом. В породе наблюдается крупная (до 0.3 мм) вкрапленность полуразрушенного пирита.

Полевощатовый кварцит (шлиф 342). Порода сложена разномасштабным агрегатом кварца и подчиненных ему полевых шпатов, явно кластического происхождения. Среди последних встречаются ортоклаз,

микроклин и кислые плагиоклазы. Размеры зерен кварца, иногда обладающие лапчатой формой, колеблются от 0.05 до 0.70 мм. Кроме указанных минералов в породе имеются мелкие чешуйки хлорита и небольших размеров зернышки железорудных минералов, крайне неравномерно распределенных по породе. Структура породы роговиковая.

Песчанники (шлиф 333). Песчанник тонкослоистый, мелкозернистый. Цемент породы пелитово-хлоритовый, среди которого местами попадаются участки, сильно обогащенные карбонатами.

Зерна представлены кварцем, сильно разрушенными полевыми шпатами, мусковитом, эпидотом (очень редко). Кроме того встречаются отдельные песчинки, сложенные очень мелкими (около 0.01 мм) зернами кварца.

Известняки (шлифы 33, 37, 41, 48, 51, 56, 57, 58а, 59, 341, 354). При микроскопическом исследовании известняков выяснилось, что они отличаются большим разнообразием. Здесь встречены как тонкозернистые, так и мраморовидные их разновидности (с размером зерен до 0.2—0.8 мм). Часть из них довольно сильно загрязнена пелитовым материалом, часть же содержит значительную примесь песчаных частиц. В одной из разновидностей известняка (шлиф 33) наблюдалось наличие довольно значительного количества неравномерно распределенных по породе красно-бурых окислов железа, окрашивающих кальцит. Почти везде наблюдается мелкая вкрапленность железорудных минералов. Отдельные разновидности известняков (шлиф 354) слабо окварцованы.

Силицит (шлиф 36). Эта порода яркокрасного цвета со стеклянным блеском резко отличается от силицитов, которые образуют прослои в енисейской и кутень-булукской свитах. Под микроскопом видно, что основная масса породы сложена микрозернистым (размер зерен около 0.01 мм) торцовым агрегатом кварца, слагающим сгустковые образования, довольно тесно сгруппированные в остальной кварцево-халцедоновой массе (табл. XIII, фиг. 2). Эти образования окаймлены мелкими иголочками гематита, расположенными перпендикулярно к их поверхностям. Гематитовые иголки очень часто встречаются и в центральных частях мелкозернистой кварцевой массы. Но и здесь распределение их в породе аналогично, т. е. они располагаются по сферическим, часто сопряженным поверхностям, что также подчеркивает первичную сгустковую структуру породы. Указанные сгустковые образования залегают в кварцево-халцедоновой массе, раскристаллизованной так же радиально, как и гематит. Благодаря этому она образует шестоватые и радиальнолучистые агрегаты. Наличие среди последних срединных швов указывает, что раскристаллизация их шла от сгустковых образований, которые перешли в кристаллическое состояние несколько раньше. Такая структура породы, как нам кажется, совершенно отчетливо указывает на образование породы из геля кремнекислоты. Вся порода в целом разбита тонким рядом более поздних кварцевых и кальцитовых жил; при этом следует отметить, что кальцитовые жилки образовались позднее, чем кварцевые.

Цемент валуна

(Шлифы 41, 43, 43а, 48, 51, 56, 58, 58а, 58б, 58в, 64, 333, 354)

Масса, цементирующая крупные обломки, по данным микроскопического исследования, представляет собой разноминеральную песчаную породу, в свою очередь сцементированную частично хлоритизированным пелитовым материалом. Иногда к последнему примешивается незначительное количество карбонатов и мелко дробленого кварца. В отдельных случаях (шлифы 64, 43) цемент сложен почти исключительно перекристаллизованным кальцитом. Цемент большей частью базальный, реже — выполнения пор или же сгустковый.

Песчаный материал по своему составу очень разнообразен (табл. XIV, фиг 1). Здесь встречены кварц (иногда волнисто гаснувший), микроклин, обладающий двойниковой решеткой, ортоклаз, микропертит, кислые (№ 6) и основные (№ 50) плагиоклазы. Темноцветные минералы представлены эпидотом (в большом количестве), авгитом и единичными зернами хлорита. Кроме того встречены обломки рудных минералов (гематит, ильменит, магнетит и др.) и обломочки различных пород, описанных выше.

Степень окатанности песчаного материала обычно очень незначительная, и довольно часто встречаются угловатые песчинки без всяких следов окатанности. Иногда встречаются зерна с хорошей окатанностью.

Размеры песчаных зерен очень разнообразны. Здесь на ряду с зернами 0.07—0.08 мм можно видеть и песчинки, имеющие 1—1.5 мм в диаметре.

Сохранность минералов в общем хорошая. Больше всего разрушены полевые шпаты: последние всегда мутные, иногда почти нацело серицитизированы и отчасти хлоритизированы. Местами хлоритизация поражает и пироксены. Следует отметить, что часть песчинок носит следы катаклаза, который имел место еще до попадания песчинок в породу. Некоторые из зерен кварца разбиты трещинками, выполненными кальцитом, который не переходит в цемент.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кембрийские отложения представлены сложным чередованием известняков и различных сланцев, среди которых отдельными тонкими прослоями встречаются конгломераты и песчаники. Кроме того, были встречены единичные тонкие прослой пеплового туфа.

Описание указанных пород ведется в следующем порядке:

- 1) известняки;
- 2) обломочные породы: а) конгломераты, б) песчаники, в) сланцы;
- 3) туф кварцевого порфира.

Известняки

(Шлифы 144, 145, 172, 174, 215, 223, 224, 226, 499)

Макроскопически известняки выглядят следующим образом. Это — окрашенные почти исключительно в серый и светлосерый цвет тонкокристаллические породы, обладающие правильной плитчатой отдельностью. В единичных случаях известняки имеют темносерую и черную окраску.¹ Слоистость в них, за небольшими исключениями, не видна и обычно маскируется хорошо развитым кливажем.

Местами известняки прорезаны серией очень тонких кальцитовых жил, обычно идущих по параллельным плоскостям, видимо совпадающим с напластованием породы.

Микроскопическое исследование известняков показало, что их отличительной особенностью являются тонко- и микрозернистость и почти всегда неявно выраженная микрослоистость. Размер зерен обычно не превышает 0.04—0.05 мм, в редких случаях доходит до 0.1 мм, и лишь в виде исключения можно наблюдать отдельные зерна более крупного кальцита. Среди последних нередко попадаются полисинтетические двойники с изогнутыми двойниковыми швами и волнистым угасанием. Некоторые крупные зерна, залегающие обособленно среди мелкозернистого кальцита, сильно корродированы, что говорит нам об обломочном их происхождении. Обычно наблюдается сортировка кальцитовых зерен по крупности, в зависимости от слоистости, что почти всегда четко выявляет последнюю под микроскопом.

¹ Химический анализ известняков, а также вопрос об углистости их изложены выше (см. стр. 122).

Иногда слоистость подчеркивается распределением редко присутствующего углистого вещества и единичных зерен терригенного кварца, размер которых обычно близок к 0.1 мм. Углистое вещество черного цвета, почти всегда концентрируется по плоскостям в виде небольших и очень тонких линзочек распыленного в породе материала. Иногда оно выполняет отдельные микроскопические трещинки в известняках.

Вкрапленность пирита наблюдается в очень небольших размерах в единичных случаях. Иногда микроскопически мелкие по своим размерам кубики пирита распределяются преимущественно в одних прослойках, полностью отсутствуя в других.

Обломочные породы

К о н г л о м е р а т ы (шлиф 210). Макроскопически имеют следующий вид. В серовато-зеленом, иногда буроватом глинистом цементе залегают гальки кембрийских же известняков. Размер галек очень небольшой, обычно не превышает 5—8 см в диаметре. Насыщенность цемента галечным материалом также невелика; иногда даже создается впечатление как бы «взвешенности» галек в материале цемента.

На микроскопической характеристике известняковых галек мы не останавливаемся, так как это было бы повторением только что изложенного описания известняков.

Цемент сложен пелитовым, частично перекристаллизованным материалом, к которому примешано значительное количество кальцита и отдельные сравнительно крупные кварцевые зерна. Пелитовый материал при перекристаллизации переходит в кварцево-серицитовый агрегат. Кальцит распределен по породе крайне неравномерно. Он то мелко распылен по породе, будучи представлен очень мелкими зернами, то слагает целые участки шлифа и тогда образует сравнительно крупные зерна (до 0.1 мм) с крайне извилистыми очертаниями.

П е с ч а н и к и (шлиф 222). Макроскопически представляют собой плотную, тонкозернистую серовато-зеленую сланцеватую породу однородного строения.

Цемент песчаника сложен частично перекристаллизованным материалом, к которому примешано значительное количество мелкораздробленного кварца и тонкозернистого кальцита. Последний распределен по породе неравномерно, концентрируясь небольшими пятнышками, вытянутыми вдоль наслоения. Пелитовый материал, в отдельных участках почти не просвечивающий, при перекристаллизации частично переходит в серицит, частично же образует мелкие, редко рассеянные в породе чешуйки хлорита.

Цементирующая масса обычно составляет около 60% породы. Песчаный материал большей частью редко рассеян по породе и представлен слабо окатанными обломками кварца и полевых шпатов. Кроме того изредка встречаются мелкие осколки гранита. Размер песчаных частиц обычно не превышает 0.1—0.2 мм.

С л а н ц ы

(Шлифы 209, 217, 218, 222, 224).

Макроскопически выглядят как плотные аргиллиты с серо-зеленой или буроватой окраской. Иногда обладают шелковистым отблеском по плоскостям сланцеватости.

Микроскопическое исследование их показало, что среди кембрийских сланцев имеются довольно резко отделяющиеся друг от друга группы: первая — известково-глинистые сланцы, вторая — серицитовые сланцы.

Известково-глинистые сланцы по своему составу и строению очень близки к цементирующей массе песчаников. Сложены они почти не поляризующим пелитовым материалом—то прозрачным, то почти не просвечивающим. К нему примешано довольно значительное количество кальцита. Зерна последнего большей частью образуют очень мелкие кальцитовые пятнышки, вытянутые вдоль наложения породы. Иногда количество кальцита настолько увеличивается, что он образует даже отдельные самостоятельные прослойки. Кроме кальцита к пелитовому материалу известково-глинистых сланцев примешано местами довольно значительное количество мелких песчаных частиц, представленных зернами кварца и полевых шпатов. Размер их обычно не превышает 0.03—0.04 мм.

Серицитовые сланцы микрослоистой структуры сложены агрегатом серицита, еще не перекристаллизованным пелитовым материалом и мелко раздробленным кварцем. В отдельных прослойках наблюдаются желто-бурые окислы железа, пропитывающие более или менее равномерно породу. В шлифе 218 они пропитывают всю породу мелкими хлопьями, придавая ей желто-бурую окраску. Кроме того в строении серицитовых сланцев принимают участие мелкие зернышки кварца, редко рассеянные по породе.

Туф кварцевого порфира

(Шлифы 175, 219 и 219а)

Туф состоит из слабо перекристаллизованного тонкого вулканического пепла сланцеватого сложения, к которому примешано значительное количество терригенных кварцевых зерен, отдельных вкрапленников полевых шпатов и кварца, а также обломков микрофелзита и частично раскристаллизованного стекла. Порода имеет ясно сланцеватую бластопсаммитовую и бластопелитовую структуру, хотя в отдельных участках можно наблюдать и микролитовую.

СВИТА НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ВОЗРАСТА (НИЖНИЙ СИЛУР?)

Эта свита сложена слабо метаморфизованными известняками, песчаниками и различными сланцами. Последние образовались за счет метаморфизации известково-глинистых пород. Наиболее характерной особенностью данной свиты является очень тонкое переслаивание различных пород. Мощность отдельных прослоев местами колеблется от 1—2 до 10—15 мм, что хорошо видно на рис. 20 и 21 (см. выше, стр. 128).

Описание пород данной свиты ведется по следующим основным группам: известняки, сланцы, песчаники.

Известняки

(Шлифы 420, 421, 429, 479)

Макроскопически известняки имеют следующий вид. Это — темносерые, иногда почти черные скрытокристаллические породы. Обычно по слоистости они легко распадаются на очень тонкие (до 1 мм) плитки, благодаря чему они довольно хрупки. Отдельные разновидности их представлены более мощными прослоями с массивной структурой, местами в известняках видна косая слоистость.

Почти везде известняки содержат мелкую, но отчетливо различаемую невооруженным глазом рудную вкрапленность пирита и халькопирита. В отдельных случаях размер вкрапленников последнего достигает 2 см (оз. Коккуль).

Микроскопическое исследование известняков показало, что основная масса кальцита содержит довольно значительное количество углистого ве-

щества. Кроме того, известняки местами сильно загрязнены позднее перекристаллизованным пелитовым и частью псаммитовым материалом, а также обильной рудной вкрапленностью. Кальцитовый материал известняков обычно тонкозернист (до 0.03 мм); в отдельных же прослойках, состоящих из слабо загрязненного кальцита, наблюдается ясная перекристаллизация. Размер зерен кальцита здесь значительно возрастает, достигая 1 мм. Среди последних встречены изогнутые полисинтетические двойники с волнистым угасанием. Слоистость породы всегда ясно подчеркивается послойным распределением зернышек углистого вещества.

Углистость известняков была зарегистрирована во всех изученных шлифах. Углистое вещество, почти всегда обильное, распределено в породе послойно (табл. XIV, фиг. 2). Ряд микроскопических прослоек (по 0.01—0.02 мм) довольно богат им, тогда как соседние обычно загрязнены им в той или иной степени в виде распыленных мельчайших зерен. Кроме тонкораспыленного по породе углистого вещества, редко наблюдается обволакивание последним мелких зерен кальцита. Никаких явных следов перераспределения углистого вещества по породе не заметно.

Пелитовый материал в случае незначительной примеси его обнаруживается слабым загрязнением кальцита. Если же отдельные прослои довольно богаты им, то в породе образуются, как результат позднейшей перекристаллизации, многочисленные очень мелкие чешуйки хлорита и значительно реже серицита.

Псаммитовый материал представлен единичными полуокатанными зернами кварца и очень редко плагиоклазов. Размер этих зерен не превышает 0.10—0.15 мм.

Рудная вкрапленность обычно легко обнаруживается в любом шлифе. Представлена она хорошо сформированными, обычно небольшими (от 0.2 до 0.4 мм) кристаллами пирита и видимо магнетита. В отдельных случаях встречаются вкрапленники халькопирита размером до 2 см (оз. Кок-куль). Кроме того, часть рудных зерен имеет округлую или же лапчатую форму. Обычно они полуразрушены.

Сланцы

(Шлифы 425, 426, 484, 485, 486)

Макроскопически представляют собой серые, зеленовато-серые, зеленые, тонкосланцеватые аргиллитоподобные породы, иногда имеющие шелковистый отблеск на плоскостях сланцеватости. Так же как и в известняках, в них почти везде наблюдается тонкое переслаивание различных разновидностей пород.

Микроскопическое исследование их показало, что в основном они сложены перекристаллизованным пелитовым материалом, содержащим значительную примесь карбонатов, а иногда и псаммитового материала. Содержание кальцита местами настолько возрастает, что среди сланцев появляются отдельные тонкие известковые прослойки. Кроме того в породе имеется местами довольно обильная рудная вкрапленность разложившегося пирита.

Перекристаллизация пелитового материала привела к образованию мелких чешуек (до 0.03 мм) хлорита и в значительно меньшем количестве серицита. Благодаря наличию значительной примеси карбонатов, концентрирующихся в одних прослойках больше, а в других значительно меньше, сланцы этой свиты представлены различными известково-хлоритовыми и в меньшей степени хлоритово-известковыми разновидностями. В редких случаях встречаются тонкие прослойки, сложенные исключительно хлоритом. Все разновидности сланцев обладают ясно выраженной микрослоистой текстурой, обусловленной расположением длинных чешуек хлорита вдоль наслоения, что повсеместно подчеркивает первичную слоистость породы.

Песчаный материал, примешанный к основной перекристаллизованной пелитовой массе, наблюдается почти повсеместно. Он представлен сравнительно небольшими (до 0.15 мм) обычно округло-угловатыми зернами кварца, иногда довольно сильно корродированного. Реже встречаются слабо разрушенные плагиоклазы. В виде исключения попадают листочки биотита. Местами видна послойная концентрация песчаного материала. В отдельных шлифах количество его сильно возрастает, что приводит к образованию промежуточных разновидностей между сланцами и песчаниками.

Из вторичных процессов, наблюдавшихся в сланцах, кроме новообразования хлорита и серицита следует указать на обильное местами выделение вторичного эпидота. Кроме того наблюдается мелкая рудная вкрапленность железорудных минералов зернами неправильной формы, размером до 0.03—0.05 мм. Иногда встречаются отдельные кубики полуразрушенного вторичного пирита размером около 0.2 мм.

Песчаники

(Шлифы 273, 275, 428)

Макроскопически среди них различаются как мелкозернистые, так и тонкозернистые разновидности. Окраска их или зеленоватая, или же серая различной интенсивности. Цементация их местами очень высока. Встречаются песчаники обычно тонкими прослойками—от нескольких миллиметров до 30—50 см, реже более мощными прослоями среди описанных выше пород. Так же как и последние, они характеризуются тонкой, а местами и косяй слоистостью.

Под микроскопом видно, что песчаники сложены мелкозернистым кварцево-полевошпатовым материалом, сцементированным или кальцитом, или же перекристаллизованной пелитовой массой, превращенной в хлорит и реже серицит.

Песчаный материал обычно представлен окатанными зернами небольших размеров, в среднем от 0.07 до 0.15 мм. Основную массу зерен составляют кварц, местами корродированный и волнисто гаснущий, и реже полуразрушенные плагиоклазы. В очень малых количествах встречаются первичный эпидот, биотит и единичные обломки турмалина.

Цемент песчаников обычно базальный и реже выполнения пор. Он представлен большей частью кальцитом, слабо загрязненным пелитовым материалом, превращенным частично в хлорит и реже в серицит. В тех случаях, когда количество перекристаллизованного пелитового материала резко возрастает, цемент по своему составу становится аналогичным основной массе вышеописанных сланцев. Иногда к ней примешиваются небольшие количества мелко раздробленного кварца.

Из вторичных процессов, кроме перекристаллизации цемента, следует отметить образование небольших количеств вторичного эпидота и мелкой рудной вкрапленности железорудных минералов.

КРАСНОЦВЕТНАЯ ТОЛЩА (ВЕРХНИЙ СИЛУР)

Красноцветная толща сложена различными песчаниками и сланцами с отдельными прослоями внутриформационных конгломератов. В основании толщи залегает мощный базальный конгломерат (до 100—150 м мощностью). Для всей толщи в целом характерна вишнево-красная окраска.

На водораздельных частях Айгулакского хребта эта толща прорвана густой сетью кварцевых жил, в районе развития которых породы обесцвечены почти нацело и приобрели светлозеленую и желтоватую окраску. В них лишь изредка встречаются отдельные красноватые, а местами и буроватые пятна. К этим же участкам приурочено окварцевание и интенсивная перекристаллизация пород.

Описание пород красноцветной толщи излагается для разновидностей, встречающихся в зоне окварцевания, параллельно с характеристикой их аналогов, залегающих вне этой зоны. Кроме того, здесь же во втором разделе (см. ниже) дается описание туфа и аггломератной лавы, встречающихся среди красноцветных пород верховьев р. Бельгебаш. Благодаря тому, что истинная природа их была обнаружена только при микроскопическом исследовании, условия их залегания остались невыясненными. Поэтому нами принято деление пород на обломочные и вулканогенные. Обломочные породы состоят из: а) конгломератов, б) песчаников, в) сланцев и алевритов. Вулканогенные породы представлены альбитизированным туфом и аггломератной лавой.

Обломочные породы

Конгломераты

В описываемой толще имеются конгломераты, залегающие как в основании свиты, так и внутриформационные. Не отличаясь между собой по строению и составу цементирующей массы, обладающей вишнево-красной окраской, они очень резко различаются по составу своих галек. Если в базальном конгломерате основная масса галек представлена разнообразными известняками, среди которых можно узнать кембрийские и докембрийские, то гальки внутриформационных конгломератов представлены почти исключительно вишнево-красными песчаниками и реже туфами, которые не встречаются среди галек базального конгломерата. Поэтому в дальнейшем мы изложим сначала микроскопическую характеристику галек базального конгломерата, потом галек внутриформационного конгломерата и лишь затем дадим характеристику цементирующей массы и тех и других одновременно. (Плифы 119, 184, 203, 208, 208a, 208b, 329, 329a)

Гальки базального конгломерата

Известняки. Микроскопическое исследование известняков показало их большое разнообразие как по структуре карбонатной массы, так и по составу примесей. По структуре встречающиеся известняки можно разделить на тонкозернистые и сравнительно крупнокристаллические (с размером зерен лапчатой формы до 0.5 мм). Среди тонкозернистых известняков встречаются разновидности, обладающие микрослоистостью. Некоторые разновидности довольно сильно загрязнены пелитовым материалом и частично мелкими обломочными зернами кварца; размер последних не превышает 0.3 мм. Почти во всех разновидностях известняков наблюдается мелкая вкрапленность разложившегося пирита. На ряду с такими известняками встречаются и разновидности, совершенно лишенные каких-либо примесей.

Песчаники. Песчаник разномзернистый, сравнительно слабо насыщен обломочным материалом.

Цемент породы известковый, слабо загрязненный пелитовым материалом. Кальцит образует местами крупные кристаллы (до 0.3—0.4 мм). В отдельных участках цемент загрязнен железорудной вкрапленностью.

Зерна очень слабо окатанные, размером от 0.05 до 0.40 мм, представлены кварцем, полуразрушенными разнообразными полевыми шпатами и в небольшом количестве мелкими осколками тонкозернистых силицилитов.

Сланцы. Среди сланцев имеются разновидности, сложенные очень мелкими зернами преобладающего кварца и чешуйками хлорита и серицита. В некоторых из них сохранилось довольно значительное количество неперекристаллизованного пелитового материала и кроме того очень незначительное количество мелких кварцевых и полевошпатовых песчаных частиц. Следует отметить наличие довольно обильной мелкой рудной вкрапленности

пирита. Некоторые разновидности их обладают ясно выраженной микрослоистостью.

С и л и ц и л и т ы. Встречены в виде мелких осколков в шлифах.

Силицилиты слагаются тонкозернистым торцовым агрегатом кварца. Размер зерен последнего колеблется от 0.01 до 0.03 мм. В тех случаях, когда размер зерен несколько укрупняется, форма их становится лапчатой.

Гальки внутриформационных конгломератов

Песчаники. Песчаники обычно мелко- и среднезернистые, обладают высокой степенью насыщенности цементирующей массы обломочными зернами.

Цемент породы пелитовый, имеет незначительную примесь мелко раздробленного кварца и кальцита. Обычно он очень сильно пропитан красно-бурыми в отраженном свете окислами железа. Структура цемента или базальная, или же цемент выполняет поры между зернами.

Состав песчаных частиц не отличается разнообразием. Основная масса их представлена кварцем, иногда волнисто гаснущим, и разнообразными полевыми шпатами. В виде исключения встречаются отдельные чешуйки мусковита и хлорита. Кроме того довольно часто встречаются мелкие обломочки силицилитов, очень сходных с протерозойскими.

Отдельные разновидности песчаников слабо перекристаллизованы, что выразилось с одной стороны в переходе незначительной части пелитового материала в серицит, а с другой — в разрастании части кварцевых зерен, вследствие чего последние местами срослись между собой.

Т у ф. Состоит из почти нацело раскристаллизованной основной массы, структура которой в различных участках шлифа сильно колеблется. Большею частью она микрозерниста. Местами порода обладает неясно выраженной сланцеватостью. В отдельных участках ясно видна бластопсаммитовая структура, а местами даже микропйкнитовая. Основная масса сложена почти исключительно мелким кварцевым и пелитовым материалом. Кроме того в строении ее принимает участие в незначительном количестве серицит и хлорит, а также и красно-бурые окислы железа, крайне неравномерно окрашивающие всю породу.

В основной массе туфа местами встречаются обломки вкрапленников плагиоклазов, отдельные кварцевые зерна и отдельные обломочки частично раскристаллизованной основной массы порфиров.

Цемент

Конгломераты сцементированы песчано-глинистой массой, содержащей значительную примесь карбонатов и густо пропитанной окислами железа. Последние в отраженном свете имеют красно-бурую окраску. В отдельных случаях ясно видна микрослоистость породы, подчеркнутая распределением окислов железа и карбонатов.

В составе мелких песчаных частиц цемента встречаются почти исключительно кварц и полевые шпаты. Изредка попадаются мелкие чешуйки хлорита, зерна эпидота и железорудных минералов.

Пелитовая часть цемента, являющаяся основным цементирующим материалом, частично превращена в серицит и хлорит. Следует отметить наличие в ней тонко дробленного кварца.

Карбонаты распределены по породе крайне неравномерно, иногда будучи тонко распыленными по породе, а местами концентрируясь в виде отдельных хлопьев, сложенных тонкозернистым кальцитом.

Окислы железа, как правило, тонко распылены по породе и окрашивают

ее то более, то менее интенсивно в красно-бурый цвет (в отраженном свете); местами же они густо окрашивают отдельные линзовидные прослой.

Песчаники

(Шлифы 101, 101a, 102b, 141, 170, 180, 181, 182, 182a, 185, 186, 188)

Макроскопический облик их ничем существенным не отличается от внешнего вида песчаников, широко распространенных среди обычно немых красноцветных толщ. Это — или тонкозернистые, или грубозернистые, местами разнозернистые породы с характерной вишнево-красной и реже зеленоватой окраской. Местами среди них появляются красно-бурые разновидности.

В зоне окварцевания, приуроченной к области развития многочисленных кварцевых жил на водораздельной части Айгулакского хребта, песчаники под влиянием гидротермальных процессов в значительной мере обесцвелились и вместо красной окраски приобрели бледнозеленую и частью желтоватую. Лишь отдельные разновидности песчаников местами сохранили слабые красноватые тона. Все песчаники здесь по своему внешнему виду очень сходны с различными кварцитами, что видимо связано с их интенсивной перекристаллизацией.

Микроскопическое исследование песчаников показало их довольно большое разнообразие, зависящее от состава цемента и крупности песчаных частиц.

Состав песчаных частиц довольно разнообразен. Основную массу их составляет кварц обычно округло-угловатой формы, часто с волнистым угасанием и иногда с мелкими трещинками. Несколько реже встречаются плагиоклазы, а в виде исключения наблюдались и калиевые полевые шпаты, обычно сильно разрушенные. Из прочих минералов здесь в небольших количествах были встречены мусковит, эпидот, хлорит и единичные обломки турмалина. Из рудных минералов наблюдались обломочки ильменита, магнетита и гематита. Кроме того иногда в шлифах попадаются отдельные очень мелкие обломочки гранита и силицилитов, сходных с протерозойскими. Форма песчаных зерен обычно полуокатанная, размер сильно варьирует от 0.05 до 0.50 и в исключительных случаях до 0.7—0.8 мм. Благодаря послойной концентрации песчаного материала, местами в шлифе довольно отчетливо видна слоистость породы. Насыщенность породы песчаным материалом также сильно колеблется: от 30—35 до 70—75%. При этом большая насыщенность ее чаще наблюдается в крупнозернистых разновидностях.

Цемент песчаников довольно изменчив как по своей структуре, так и по составу. В некоторых разновидностях, обычно наиболее крупнозернистых, цемент преимущественно базальный, реже — выполнения пор. В мелкозернистых песчаниках структура его нередко становится сгустковой. В цементе песчаников основной составной частью является пелитовый материал с примесью дробленого кварца. Пелитовый материал обычно частично перекристаллизован в мелкочешуйчатую хлорито-серицитовую массу. Большей частью цемент очень интенсивно пропитан красно-бурыми в отраженном свете окислами железа, распределенными по породе неравномерно. Значительно реже в составе цемента встречается кальцит. В отдельных разновидностях количество его увеличивается настолько, что песчаники становятся известковистыми.

В песчаниках почти повсеместно присутствует мелкая вкрапленность полуразрушенного пирита, с размером кубиков до 0.15 мм.

В окварцованной полосе тонкозернистые песчаники местами, благодаря сильной перекристаллизации, становятся по своей структуре и составу очень близкими к нижеописанным сланцам с микропоякилитовой структурой. В отдельных образцах песчаников наблюдается бластоцсаммитовая струк-

тура, участками переходящая в роговиковую. Форма сросшихся зерен обычно лапчатая, размер колеблется около 0.2 мм. Следует отметить, что в таких участках местами удается наблюдать отдельные обломки плагиоклазов и силицилитов. Последние иногда слагаются более крупнозернистым агрегатом кварца, чем докембрийские. Здесь в ряде обломочков размер зерен обычно колеблется в пределах 0.03—0.08 мм. Обычно порода перекристаллизована не целиком, максимально на 75—80%. В остальной части породы сохраняется полностью структура и состав песчаника. Здесь отдельные поры, не заросшие кварцем, обычно выполнены кальцитом, к которому примешаны хлорит и серицит.

Сланцы и алевриты

(Шлифы 83, 100, 112, 113, 121, 122, 123, 124, 125, 127, 128, 133, 142)

Макроскопически и сланцы и алевриты выглядят совершенно одинаково. Они обладают почти исключительно вишнево-красной окраской и иногда шелковистым отблеском на плоскостях сланцеватости. Местами порода тонкослоиста. В зоне окварцевания сланцы, так же как и песчаники, приобретают светлую, зеленоватую, реже буроватую окраску и, как правило, становятся значительно более твердыми.

Микроскопическое исследование сланцев и алевритов показало, что они сложены частично перекристаллизованным (превращенным в серицит и реже хлорит) пелитовым материалом, к которому обычно примешан в больших количествах мелко дробленный кварц. Вся эта основная масса почти повсеместно густо пропитана окислами железа (красно-бурыми в отраженном свете). Последние распределены по породе неправильными пятнами, с различной интенсивностью насыщения. В породе имеется мелкая железорудная вкрапленность (размером до 0.03—0.04 мм).

Алевриты от сланцев отличаются лишь наличием в описанной уже основной массе мелких обломков (до 0.03—0.04 мм) кварца и значительно реже полевых шпатов. Общее количество их в породе невелико, но в отдельных случаях повышается до 25—30%. Изредка встречаются отдельные более крупные кварцевые зерна (до 0.1 мм).

В зоне распространения кварцевых жил перекристаллизация сланцев и алевритов значительно более интенсивная, чем песчаников. Здесь основная масса их представлена микрослоистым серицитово-кварцевым агрегатом, иногда с незначительной примесью чешуек хлорита. Отдельные прослойки состоят почти исключительно из мелких зерен кварца. Незначительная часть тонких прослоек сложена почти исключительно серицитом. Обычно последний сросся и образует мелкий сетчатый, сильно вытянутый вдоль наложения агрегат, в ячейках которого заключены линзовидные агрегаты слабо загрязненного (видимо при перекристаллизации) кварца. Вследствие этого загрязнения границы между серицитом и кварцевыми зернами нерезкие, а угасание последнего не отличается обычной для него чистотой (кварц проверен на ость и знак на 10 зернах).

Местами по наложению сланцев развиваются тонкие листочки биотита, мелкая железорудная вкрапленность и редкие чешуйки хлорита. Отдельные прослойки обогащены сравнительно крупными зернами кварца (до 1 мм). Контуры последнего также не резки, что видимо связано с захватом вкраевых частях их (при перекристаллизации) микроскопически мелких чешуек серицита. Это, как нам кажется, говорит о разрастании обломочных кварцевых зерен за счет цементирующей их массы. Кварц местами образует агрегаты сравнительно крупных зерен. Кроме того в породе изредка встречаются почти надело серицитизированные обломки плагиоклаза. Следует отметить наличие в отдельных прослойках мелких зернышек гематита, а местами и довольно сильное окрашивание буроватыми окислами железа.

Сланцеватость породы в отдельных шлифах (№ 121) не совпадает со слоистостью, что выражается в расположении серицитовых чешуек под углом (местами свыше $40-45^\circ$) к слоистости.

В отдельных разновидностях сланцев (шлиф 112) следует отметить наличие единичных (иногда свыше 2 мм) крупных, сильно катаклазированных зерен кварца и полевых шпатов. Последние, залегая в тонкозернистой, сравнительно однородной серицито-кварцевой массе, иногда обладают ясно выраженными идиоморфными очертаниями. Это, как нам кажется, указывает на то, что образование таких сланцев шло не только за счет глинистых пород, но и вулканогенных, так как объяснить попадание обломков минералов в тонкозернистую пелитовую породу обычным путем нам не представляется возможным. Такое допущение является тем более вероятным, что наличие туфов в этой толще не подлежит сомнению.

Особого внимания заслуживают сланцы с микропойкилитовой структурой (шлифы 83, 123, 142), приуроченные к участкам с наибольшим количеством жил. Они представляют собой агрегат, сложенный сросшимися зернами кварца, лапчатой формы, размером до 0.4—0.6 мм, в которые включено большое количество очень мелких (до 0.02 мм) кристалликов серицита. Благодаря этому кварц не дает здесь характерного чистого угасания. В центральных частях кварцевых зерен имеются отдельные участки, образованные совершенно чистым кварцем без каких-либо пойкилитовых включений. Кроме того, здесь встречаются отдельные реликты идиоморфных вкрапленников, видимо полевых шпатов, превращенных в кварцево-серицитовый агрегат. Следует отметить наличие мелких разбросанных по породе зерен вторичного эпидота. В шлифе 83 сохранились значительные участки, строение которых аналогично строению основной массы вышеописанных сланцев, среди которых, так же как и в шлифе 112, попадаются отдельные крупные зерна кварца с идиоморфными очертаниями. Образование этой разновидности сланцев видимо также надлежит связывать с перекристаллизацией и окварцеванием туфов. Основанием для такого предположения, помимо наличия идиоморфных вкрапленников, является наличие среди нижеописанных туфов участков, обладающих аналогичной же микропойкилитовой структурой.

Вулканогенные породы

Туф альбитизированный

(Шлифы 99, 102, 102a, 102b)

Он был обнаружен под микроскопом при изучении одного из образцов красноцветных пород, взятых в верховьях р. Бельгебаш на правом склоне долины.

Туф состоит из сильно перекристаллизованной тонкослойистой основной массы, большей частью обладающей микропойкилитовой структурой, среди которой имеются единичные обломки разрушенных процессами альбитизации вкрапленников плагиоклаза. В отдельных участках сохраняется реликтовая микролитовая структура частично альбитизированной основной массы, местами же можно наблюдать реликтовую бластосаммитовую структуру, которую выдают отдельные, иногда не разросшиеся обломочные зерна кварца, включенные в мелкозернистую серицито-кварцевую массу.

Основная масса туфа образована крупными лапчатыми зернами кварца, в которые включено значительное количество мелкочешуйчатого хлорита и серицита, а также и мелких зерен гематита. Кроме того, окислы железа (красно-бурые в отраженном свете) придают всей породе целиком красновато-бурый оттенок различной интенсивности в зависимости от слоистости. Иногда эта красно-бурая окраска настолько интенсивна, что не дает возможности различить строение породы.

Аггломератная лава (Шлифы 103, 103а)

Она была обнаружена при микроскопическом исследовании одного из образцов красноцветных пород, взятых в верховьях р. Бельгебаш на правом склоне долины.

Аггломератная лава состоит из различных обломков, заключенных в стекловатую основную массу, очень богатую красно-бурыми в отраженном свете окислами железа с ясно выраженной флюидалльной структурой. В ряде участков стекло частично раскристаллизовано и превращено в микрозернистый хлорито-кварцевый агрегат, содержащий значительное количество полевых шпатов. Окислы железа распределены очень неравномерно и благодаря этому четко подчеркивают флюидалльность породы.

В числе обломков, местами сильно перегружающих основную массу, часто встречается частично раскристаллизованное стекло, микрофельзиты, кварцевые порфиры, а кроме того отдельные, сохранившие идиоморфные очертания, кристаллы полевого шпата и оплавленного кварца. Следует отметить, что многие из обломков эффузивов очень богаты примесью железорудных минералов.

КРАСНОЦВЕТНАЯ ТОЛЩА р. КАДРИН

Красноцветная толща низовьев Эсконго сложена чередованием мощных прослоев конгломератов, песчаников и сланцев вишнево-красной и реже зеленоватой окраски. Отдельные прослои песчаников и сланцев сильно известковисты.

Кроме перечисленных пород, здесь был встречен выход диабазы, условия залегания которого остались невыясненными.

При описании пород этой серии мы рассмотрим сначала обломочные породы, которые состоят из конгломератов, песчаников и сланцев, а затем эффузивные породы, которые представлены только диабазом.

Конгломераты

(Шлифы 262, 264, 265, 270, 394, 395, 395а, 395b, 395с)

Конгломераты описываемой свиты обычно имеют песчано-глинистый или известковистый цемент вишнево-красной или зеленовато-серой окраски. Гальки большей частью некрупные, хотя размер их местами возрастает до 30—40 см. В верхней части толщи преобладают гальки песчано-сланцевых пород, в нижней гальки представлены почти исключительно известняками.

Гальки

Известняки. Микроскопическое исследование известняков выявило их большое разнообразие, зависящее главным образом от крупности кальцитового материала. Здесь имеются как мелкозернистые, так и крупнозернистые. Размер зерен часто очень сильно меняется, даже в пределах одной гальки. Встречаются разновидности, окрашенные в отдельных участках пятнами окислов железа. Некоторые гальки известняка содержат значительную примесь песчаного материала.

Особо следует остановиться на гальке оолитового известняка. Этот известняк сложен оолитами большей частью круглой и реже овальной формы концентрического строения. Размер их колеблется от 0.2 до 2.5—3 мм. Часто они полуразрушены. Центрами кристаллизации обычно являются скопления зерен сравнительно крупнокристаллического кальцита. Цемент, составляющий до 25—30%, представлен кальцитом, кристаллы которого (до 0.1 мм) в несколько раз крупнее кристаллов кальцита оболочек оолитов.

Песчаники. Песчаники тонкозернистые. Песчаные частицы размером до 0.05 мм переполняют известково-глинистый цемент, то интенсивно, то слабо пропитанный красно-бурыми в отраженном свете окислами железа. Песчинки представлены кварцем и реже полевыми шпатами. Имеется очень мелкая вкрапленность разрушенного пирита.

Глинистый сланец. Сложен пелитовым материалом, частично превращенным в серицит. К нему примешано довольно значительное количество мелко раздробленного кварца. Порода обладает слабо выраженной микрослоистостью.

Эффузивы. Обладают андезитовой структурой и состоят из альбитизированных микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены раскристаллизованным стеклом. В породе имеются единичные миндалины, выполненные кальцитом, имеющим наружную железистую оболочку. Следует отметить, что порода местами довольно интенсивно окрашена окислами железа в красно-бурый цвет.

Цемент

Цемент красных разновидностей конгломератов обычно представляет собой песчаную массу, сцементированную в свою очередь кальцитом. Последний иногда оказывается загрязненным пелитовым материалом и, как правило, окрашенным красно-бурыми окислами железа. Песчаный материал размером около 0.5 мм, иногда переполняющий породу, представлен в основном кварцем, полевыми шпатами и мелкими обломочками разрушенных железорудных минералов. Кроме того среди песчаных частиц попадает довольно значительное количество обломочков пород, описанных среди галек.

Цемент зеленоцветных разновидностей конгломератов также является песчаной породой, но сцементированной главным образом не кальцитом, а известково-глинистым материалом. Кроме того, цемент зеленоцветных конгломератов отличается отсутствием окислов железа, окрашивающих породу, и значительно меньшим содержанием обломков рудных минералов.

Песчаники

Макроскопически среди песчаников, обладающих сравнительно высокой плотностью, можно выделить то тонкозернистые, то грубозернистые разновидности с вишнево-красной или зеленоватой окраской. Местами среди них встречаются красно-бурые прослои.

Микроскопическое исследование показало, что основную массу их песчаного материала составляет кварц, иногда с волнистым угасанием. Несколько реже встречаются полевые шпаты, часть зерен которых совершенно не затронута процессами разрушения. Кроме того здесь имеются отдельные зерна эпидота и редкие чешуйки хлорита. Следует отметить довольно значительное количество обломков различных разрушенных железорудных минералов. Форма песчаных зерен обычно полуокатанная, размер иногда сильно колеблется — от 0.05 до 0.30 мм. Наблюдается послойная их концентрация.

Цемент песчаников довольно разнообразен по своему составу. Отдельные прослои их цементируются карбонатами, к которым в различной степени примешан частично перекристаллизованный пелитовый материал. В ряде же прослоев карбонаты не принимают никакого участия, и тогда цемент песчаника становится хлорито-серицитовым со значительной примесью пелитового материала. Ряд разновидностей песчаников пропитан красно-бурыми окислами железа. Концентрация последних сильно колеблется в зависимости от слоистости породы.

Сланцы и алевриты

В сланцах и алевритах, так же как и в песчаниках, имеются разновидности, окрашенные в вишнево-красный и реже в зеленый цвет. Внешне они ничем не отличаются от обычных плотных глинистых сланцев, иногда обладающих шелковистым отблеском.

Микроскопическое исследование сланцев показало, что они сложены частично перекристаллизованным (превращенным в серицит и реже в хлорит) пелитовым материалом, к которому обычно примешано довольно значительное количество карбонатов. Кроме того в отдельных разновидностях имеется значительное количество мелко раздробленного кварца. Вся эта основная масса в ряде прослоев густо пропитана красно-бурыми в отраженном свете окислами железа. Последние распределены по породе обычно послойно; однако в ряде случаев остаются отдельные небольшие обычно карбонатные пятна, почти не содержащие железа.

Довольно значительное количество сланцевых прослоев содержит незначительную примесь мелкого песчаного материала, представленного кварцем и реже полевыми шпатами. В тех случаях, когда количество его несколько повышется (до 15—25%), сланцы становятся алевритами, и тем самым намечается переход к ранее описанным песчаным породам.

Эффузивные породы

Д и а б а з (шлиф 267). Микроструктура породы офитовая. Имеется довольно значительное количество вкрапленников.

Основная масса сложена удлинёнными кристаллами сильно разрушенного плагиоклаза, размер которых довольно сильно колеблется (от 0.1 до 0.6 мм). Промежутки между ними заполнены значительным количеством разрушенных темноцветных минералов. В породе присутствует незначительное количество магнетита.

Вкрапленники представлены крупными (до 1 мм) табличатыми кристаллами нацело разрушенного плагиоклаза и несколько более мелкими, также целиком разрушенными темноцветными минералами.

Вторичные процессы представлены сильной эпидотизацией и хлоритизацией породы. Эпидот развивается как по плагиоклазам, так и по темноцветным минералам, где ему обычно сопутствует хлорит. Местами ясно выражен процесс кальцитизации породы.

Конгломераты верховьев Эсмонго

(Шлифы 239, 239a, 239b, 242a, 242b, 242c)

Макроскопически они имеют следующий вид: в плотной цементирующей массе залегает большое количество галек, крупных обломков и глыб темносерых известняков и значительно реже черных силицитов и эффузивов. Цемент обычно песчано-глинистый или известковый, большей частью сильно ожелезненный. Преимущественно вишнево-красная, реже зеленоватая окраска цемента создает своеобразный пятнистый облик породы.

Часто глыбы известняка прорезаны кальцитовыми жилками, не переходящими в цемент.

Микроскопическое исследование конгломератов показало, что цемент их обычно представляет собой известково-железистую основную массу, местами загрязненную частично перекристаллизованным пелитовым материалом. Обилие окислов железа в породе местами столь велико, что остальные составные части цемента лишь слабо просвечивают среди них. Большей частью к основной массе цемента примешано незначительное количество песчаного материала. Последний представлен небольшими обломками (до 0.2 мм) почти неокатанного кварца и реже плагиоклазов.

В отдельных разновидностях цемент представляет собой мелкозернистую кальцитовую массу, лишь очень слабо загрязненную окислами железа.

В составе галек нами были отмечены почти исключительно известняки. Среди последних наблюдалось большое количество разновидностей — мелкокристаллические, крупнокристаллические, оолитовые и в различной степени окварцованные еще до попадания в состав конгломерата. Некоторые из них содержат незначительную примесь песчаного кварцевого материала. Кроме того было встречено несколько мелких галечек силицилитов, аналогичных протерозойским и сложенных очень мелким торцовым агрегатом кварца (с размером зерен около 0.1 мм). Некоторые из разновидностей силицилитов представлены сравнительно крупнозернистыми агрегатами кварца лапчатой формы (с размером зерен около 0.1 мм).

Особо следует остановиться на разновидности конгломерата, богатой обломками эффузивов. Здесь в пелитовом цементе, содержащем незначительную примесь кальцита, кроме известняков залегают многочисленные обломки эффузивов, отсутствующие в остальных разновидностях конгломератов.

Эффузивы обладают андезитовой структурой и состоят из альбитизированных микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены уже раскристаллизованным стеклом. Вкрапления здесь отсутствуют.

ДЕВОН

Девонская толща состоит из тонкого чередования серых и реже зеленоватых сланцев, песчаников и различных известняков. В основании или же в нижнем горизонте описываемой толщи имеется осадочная брекчия. Кроме того в этой толще встречается незначительное количество прослоев внутриформационных конгломератов, описание которых дается совместно с описанием упомянутой брекчии.

Согласно наличию перечисленных пород, описание девонской толщи строится в следующем порядке: известняки, а затем обломочные породы, которые состоят из конгломератов, песчаников и сланцев.

Известняки

(Шлифы 109, 190, 191, 192, 193, 194, 361)

Известняки обычно скрытокристалличны, окрашены в серый, иногда почти черный цвет, отличаются иногда настолько высокой прочностью, что приобретают внешнее сходство с силицилитами. Залегают обычно в виде тонких прослоев среди сланцев.

Кроме таких известняков, встречаются разновидности, сложенные большим количеством брахиоподовых раковин и кораллов, тесно сгруппированных в остальной кальцитовой же массе.

Под микроскопом видно, что известняки слагаются тонкой порошковатой кальцитовой массой, сильно загрязненной пелитовым материалом. Обращает внимание большая однородность их и наличие слабо выраженной микрослоистости, обусловленной различной концентрацией пелитового материала в отдельных прослойках. Иногда к известнякам примешивается незначительное количество мелких осколочков кварца и ромбоэдров карбоната; размер последних не превышает 0.07 мм. Распределение их по породе сравнительно равномерное.

Органогенный известняк представляет собой скопления раковин брахиопод или кораллов, заключенных в основную, известковую же массу. Последняя ясно слоиста и содержит довольно значительную примесь как глинистого материала, так и песчаных частиц, представленных кварцем и поле-

выми шпатами, а также большим количеством обломков раковин. Следует отметить значительное количество мелкой железорудной вкрапленности. Последняя большей частью распределяется по плоскостям напластования.

Конгломераты

(Шлифы¹ 71, 72, 74, 120, 137, 138, 139, 167, 169, 298)

Макроскопически имеют следующий вид: среди плотной цементирующей известковой, реже песчанистой серой, иногда зеленоватой массы залегают в большом количестве гальки серых, а иной раз даже черных известняков и в отдельных случаях различных других пород с разнообразной окраской, несколько нарушающей серую монотонную окраску этих конгломератов. В отдельных прослоях количество таких галек красного, белого, зеленого, черного и других цветов придает характерный пятнистый облик конгломератам. Размер их галек обычно небольшой и, как правило, не превышает 15 см. Очень много мелких галек, 4—5 см в диаметре. Насыщенность ими цементирующей массы велика, так что цемент обычно только выполняет поры в породе.

При микроскопическом описании конгломератов, так же как и раньше, сначала изложим характеристику галек, потом цемента.

Гальки конгломератов

Известняки. Микроскопическое исследование галек показало, что здесь встречаются все разновидности, какие были обнаружены в более древних толщах. Здесь есть и тонкозернистые известняки, а местами даже крупнокристаллические мраморы. Некоторые из известняков обладают ясно выраженной слоистостью. Во многих из них имеется значительная примесь глинистого песчаного материала, распределяющегося то послойно, то беспорядочно включенного в породу. Песчаный материал представлен главным образом кварцем и очень редко плагиоклазами. Отдельные разновидности известняков окварцованы. В одной из галек известняков встречены обломки ракушек.

Силициты. Встречены в виде мелких осколочков под микроскопом.

Среди силицитов можно выделить две разновидности. Первая из них сложена тонкозернистым торцовым агрегатом кварца, в котором не наблюдается слоистости. Размер зерен здесь колеблется около 0.01—0.02 мм. Вторая разновидность силицитов сложена значительно более крупнозернистым агрегатом кварцевых зерен, имеющих преимущественно лапчатую форму. Размер зерен здесь неравномерный, но не превышает 0.10 мм.

Сланцы. Сланцы отличаются очень большим разнообразием.

Здесь, помимо различных хлорито- и серицито-кварцевых сланцев, сложенных мелкозернистым агрегатом, были встречены две разновидности, заслуживающие особого внимания.

Первая из них сложена частично перекристаллизованным пелитовым материалом, к которому примешано довольно значительное количество кварца. Своеобразием этой разновидности является обилие красно-бурых в отраженном свете окислов железа, распределение которых очень отчетливо подчеркивает слоистую структуру породы.

Вторая разновидность представляет собой микропоякилитовый агрегат, сложенный сросшимися зернами кварца, лапчатой формы, размером до 0.5 мм, в которые включено значительное количество мелких (до 0.02 мм) образований, сложенных серицитом.

¹ Шлифы конгломератов, песчаников и сланцев.

Обе разновидности являются характерными породами для нижележащей красноцветной толщи, изученной нами в бассейне р. Бельгебаш.

П о р ф и р и т. Порфирит обладает ясно выраженной порфировой структурой.

Основная масса его почти полностью раскристаллизована, стекло осталось лишь в единичных участках. Позднее основная масса подверглась очень сильным изменениям, почти нацело замаскировавшим истинную природу породы. Эти изменения представлены сначала очень сильной кальцитизацией, захватившей не только основную массу, но и часть вкрапленников. Затем порода была сильно окварцована. Благодаря тому, что кварц развивался уже по кальцитизированной породе, очень часто зерна его содержат мелкие включения карбонатов. В результате этих процессов основная масса превращена в кварцево-карбонатный мелкозернистый агрегат, в строении которого кроме того принимают незначительное участие мелкие чешуйки хлорита.

Вкрапленники до 0.5—0.8 мм представлены почти нацело окварцованными полевыми шпатами. Последние в результате окварцевания превращены в крупнозернистый агрегат кварца, среди зерен которого местами сохранились неизмененными участки полевых шпатов.

Т у ф. Основная масса туфа сложена частично раскристаллизованным стеклом, смешанным с кварцевым материалом и кальцитом. Последний концентрируется в виде небольших пятнышек (до 0.10—0.15 мм), вытянутых вдоль наслоения. Эта основная масса обладает ясно выраженной слоистостью. Отдельные участки ее имеют микролитовое строение; местами хорошо видна бластопсаммитовая структура, что выражается в наличии ряда обломков кварца и плагиоклазов. Иногда можно наблюдать структуру, сходную с флюидальной. Следует отметить, что туф целиком окрашен красно-бурыми в отраженном свете окислами железа. Распределение их неравномерное и зависит от слоистости породы.

Цемент конгломератов

Цемент конгломератов главным образом известковистый. К карбонатному материалу цемента почти всегда примешано незначительное количество песчаного или глинистого материала. Количество последнего иногда возрастает настолько, что он слагает собой цементирующую массу почти целиком. В этих случаях он частично перекристаллизован (превращен в серицит). Песчаный материал представлен редко рассеянными и лишь иногда сгруппированными обломками различных вышеописанных пород вулканического стекла, различных эффузивов, кварца и полевых шпатов. Размер этих зерен колеблется от 0.05 до 0.20 мм.

Песчаники

Макроскопически представляют собой зеленовато-серые, плотно сцементированные, мелкозернистые породы, обычно обладающие хорошо выраженной слоистостью.

Цементирующая масса песчаников сложена хорошо просвечивающим глинистым материалом, к которому в значительных количествах примешан мелкозернистый кальцит. Последний распределяется по породе неравномерно: в одних прослойках его больше, в других меньше. Обычно же в пределах каждой отдельной прослойки он распылен и не образует обособленных скоплений. Пелитовый материал в очень незначительных количествах превращен в хлорит и серицит.

Песчаный материал, довольно хорошо отсортированный, представлен небольшими зернами (до 0.05 мм) кварца и полевых шпатов. Иногда к ним добавляется мусковит и железорудные минералы.

Следует отметить наличие небольших количеств углистого (?) материала, который образует очень тонкие линзочки, довольно четко оттеняющие первичную слоистость породы. Большей частью длина этих линзочек не превышает нескольких десятых миллиметра.

Сланцы

Макроскопически сланцы выглядят как зеленоватые, слоистые и довольно плотные аргиллиты.

Микроскопическое исследование их показало, что они сложены известково-глинистым материалом, к которому иногда в незначительных количествах примешан тонкий песчаный материал, состоящий из мелких зерен кварца и полевых шпатов. Глинистый материал слабо поляризует. Кальцит тонкозернист, местами распределен по породе равномерно, местами же образует мелкие пятнышки, вытянутые вдоль наслоения. В отдельных прослойках количество кальцита резко повышается, иногда даже до преобладания его над глинистым материалом.

ПЕРМО-КАРБОН

Гальен конгломератов

(Шлифы 196, 197, 411a, 411b, 411c, 411d, 411e)

Известняк крупнокристаллический с размером зерен до 1.5 мм. Порода отдельными пятнами окрашена окислами железа в красно-бурый цвет (в отраженном свете). Имеется незначительная примесь неравномерно распределенных песчаных частиц кварца и значительно реже плагиоклазов, размер которых колеблется в пределах 0.05—0.10 мм.

Силицилит сложен микрозернистым агрегатом кварца. Порода густо и неравномерно окрашена примесью углистого вещества в черный цвет. Наблюдается незначительная примесь обломочных зерен кварца и наличие отдельных сферолитов, аналогичных указанным в силицилитах протерозоя.¹ Вся порода перебита многочисленными кварцевыми и более поздними карбонатными жилками.

Ороговикованные песчаники с ясно выраженной blastosammittovoy структурой. Форма зерен местами лапчатая, размер их колеблется от 0.05 до 0.25 мм. В составе их преобладает кварц, иногда с волнистым угасанием, и плагиоклазы. Кроме того здесь были встречены чешуйки мусковита, биотита и обломочки железорудных минералов и силицилитов. Местами имеются участки, в которых полностью сохранилась структура песчаника, сцементированного карбонатно-пелитовым материалом, пропитанным окислами железа.

Следует отметить наличие песчаника, в котором цементирующей массой является микрозернистый серицито-кварцевый агрегат.

Глинистый сланец сложен частично серицитизированным и пелитовым материалом, к которому примешано незначительное количество мелких зернышек кварца размером до 0.03 мм. Содержит мелкую вкрапленность разрушенного нацело пирита.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Гранит

(Шлифы 198, 199, 369, 369a, 370, 370a, 411, 458)

Гранит выходит узкой, но длинной полосой по северо-восточному склону Айгулакского хребта.

¹ Силицилит, переполненный такими сферолитами, описан на стр. 174. Микрофотография его дана в табл. IV, фиг. 1.

По внешнему виду, это — крупнозернистая порода. Размер кристаллов белого, иногда по трещинам зеленоватого кварца и розовых полевых шпатов местами доходит до 1—2 см. На бело-розовом фоне их довольно отчетливо выделяются зеленые пятна хлоритизированных темноцветных минералов. В сильно выветрелых участках гранитного массива порода благодаря развитию вторичных окислов железа приобретает характерную охристую окраску.

Главными компонентами являются плагиоклаз, ортоклаз, кварц и биотит, нацело превращенный в хлорито-эпидотовый агрегат. Количественные соотношения их видны из нижеследующих данных (в %):

	Ш л и ф ы		
	458	369a	370a
Плагиоклаз	61	42	38
Ортоклаз	14	25	15
Кварц	20	22	42
Биотит	4	10	3
Прочие минералы	1	1	2

Гранит обладает обычной гнидиоморфнозернистой структурой.

Порода в общем слабо катаклазирована, хотя дробление зерен местами выражено довольно отчетливо.

Плагиоклаз наблюдается обычно в виде крупных табличатых кристаллов. Большей частью он серицитизирован, но иногда встречаются только слабо замутненные кристаллы. Почти везде двойниковые швы их слабо изогнуты. Состав определяется № 10—12.

Ортоклаз обладает большей частью неправильной формой. Так же как и плагиоклазы, он повсеместно замутнен и слабо серицитизирован.

Кварц, выполняя промежутки между ранее выделившимися компонентами, образует крупные зерна. Форма последних иногда лапчатая. В отдельных случаях кварц выполняет коррозионные углубления в ранее выделившихся минералах. Он почти повсеместно волнисто гаснет и разбит трещинками.

Темноцветный минерал развивался в листочках большей частью с неправильными очертаниями. Иногда он страстается с плагиоклазами. Тонкополосчатая структура образовавшегося за его счет эпидото-хлоритового агрегата с несомненностью указывает на то, что последний развивался по биотиту.

Апатит наблюдается в виде очень мелких иголочек как в темноцветной части породы, так и в плагиоклазах.

Магнетит образует мелкие кристаллы, неравномерно рассеянные по породе. Обычно он ассоциируется с темноцветной частью породы.

Химический состав гранита виден из нижеследующего анализа образца 369, взятого в верховьях р. Айряш. Вес анализировавшегося образца 357.5 г.

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO ₂	69.99	TiO ₂	0.29
Al ₂ O ₃	14.20	P ₂ O ₅	0.67
Fe ₂ O ₃	1.18	H ₂ O _{крист.}	1.51
FeO	1.91	H ₂ O _{гигр.}	0.08
MnO	0.04	Летуч. вещ.	0.56
CaO	1.93		
MgO	0.95		
N ₂ O	4.08	Сумма	100.16
K ₂ O	2.77		

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу:

$$1.1 \text{ RO}; \text{R}_2\text{O}_3; 7.9 \text{ SiO}_2$$

$$\alpha = 3.8; \beta = 2.7; \frac{\text{R}_2\text{O}}{\text{RO}} = \frac{1.2}{1}.$$

Вторичные процессы, кроме серицитизации полевых шпатов, представлены хлоритизацией темноцветной части породы, эпидотизацией и более поздними кальцитизацией и ожелезнением.

Мелкочешуйчатый хлорит с синей аномальной интерференционной окраской вместе с топкозернистым эпидотом обычно слагает тонкополосчатые агрегаты. Структура последних, а также общая форма их (см. выше) определенно указывают, что они образовались за счет биотита. Эпидот, кроме того, иногда образуется в виде отдельных более крупных зерен по плагиоклазу.

Кальцитизация очень слабая, захватывает собой частично плагиноклазовые зерна и значительно реже темноцветную часть породы. Почти везде кальцит образует очень мелкие по своим размерам зерна.

Еще более поздним, чем кальцитизация, является процесс ожелезнения породы. Окислы железа (желто-бурые в отраженном свете) обычно развиваются по темноцветной части породы. Распределение их подчеркивает листоватое строение темноцветной части еще более отчетливо, чем хлорито-эпидотовые агрегаты. Иногда окислы железа, видимо вследствие их миграции из темноцветной части, слабо окрашивают по многочисленным мелким трещинкам, а иногда и пятнам полевые шпаты и реже кварц.

Следует отметить, что гранит прорезан довольно многочисленными тонкими жилками эпидота, хлорита и кальцита. Жилки эпидота местами пересекаются хлоритовыми, что указывает на более поздний возраст последних. Кальцитовые же видимо образовались последними.

Кварцевый порфирит

(Шлиф 178)

Кварцевый порфирит выходит в верховьях Чулындаша. Он состоит из основной массы гялопилитовой структуры, среди которой встречаются единичные вкрапленники и отдельные миндалины, выполненные кальцитом.

Основная масса состоит из мелких (0.2—0.3 мм) игольчатых микролитов очень сильно разрушенного плагиоклаза (№ 30—32). Промежутки между ними заполнены частично раскристаллизованным стеклом, которое довольно интенсивно окрашено окислами железа в красно-бурый цвет. При перекристаллизации стекло переходит в полевошпатово-кварцевый мелкозернистый агрегат, в строении которого кроме того принимают незначительное участие и мелкочешуйчатые хлорит и серицит, а в очень редких случаях мелкозернистый кальцит. Следует отметить, что окислы железа обычно значительно интенсивно окрашивают породу по периферии таких раскристаллизованных участков, имеющих обычно неправильную с извилистыми очертаниями форму.

Вкрапленники принадлежат почти пацело серицитизированному плагиоклазу и в единичных случаях оплавленному кварцу. Размер их местами доходит до 1.5—2 мм.

Миндалины выполнены очень крупными кристаллами кальцита и имеют кварцево-хлоритовую мелкозернистую оболочку.

Диабаз

(Шлифы 476, 476а)

Диабаз выходит у северного конца оз. Чубек-куль. Микроструктура породы офитовая. Имеется незначительное количество вкрапленников плагиоклаза.

Основная масса неравномерно зерниста. Она сложена удлиненными кристаллами слабо разрушенного плагиоклаза (№ 40—50), размер которых колеблется от 0.05 до 0.50 мм. Мелкие кристаллы образуют как бы небольшие

гнезда неправильных очертаний. Промежутки между плагиоклазами заполнены нацело разрушенным темноцветным минералом. Кроме того в породе присутствует очень незначительное количество магнетита.

Вкрапления представлены сравнительно небольшими (1.0—1.8 мм) удлинёнными, сильно разрушенными плагиоклазами.

Вторичные процессы представлены местами очень сильной хлоритизацией плагиоклазов. Темноцветные минералы полностью превращены в мелкозернистый хлорито-эпидотовый агрегат. Местами наблюдается ясно выраженная кальцитизация.

Следует отметить наличие тонких кальцито-хлоритовых жилок, причем кальцит часто слагает внутреннюю часть их, а хлорит краевые.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Труды Ойротской комплексной экспедиции. Геология, т. I. 1941.

Ю. А. ПЕТРОВИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКРЕСТНОСТЕЙ С. ОНГУДАЙ
(Центральная часть Горного Алтая)

ВВЕДЕНИЕ

Геологический отряд Ойротской комплексной экспедиции, возглавляемый А. Н. Чураковым, имел своей основной задачей изучение стратиграфии наиболее древних толщ Горного Алтая, возраст которых по ряду косвенных соображений должен быть докембрийским. Основным районом работ в 1937 г. являлось юго-восточное окончание Айгулакского хребта и южные склоны крайней западной части Курайского.¹

В дополнение к указанному району в очень непродолжительное время (с 8 по 17 сентября 1937 г.), в условиях наступающей зимы была обследована площадь около 300 км², прилегающая к с. Онгудай. Наблюдения здесь проводились с целью выяснения возраста выделенной Ю. А. Кузнецовым [2] «талдинской» формации, среди зеленых сланцев которой на р. Талде указанным автором был обнаружен согласно залегающий пласт странного конгломерата с галькой чуждых пород, мощностью в 7 м.

Такое своеобразие пласта и согласное залегание его среди зеленой сланцевой серии, лишенной других конгломератов, дало возможность А. Н. Чуракову предположить, что этот конгломерат может оказаться морским тиллитом, а вмещающая его талдинская формация — докембрийской, в частности аналогом кутень-булукской свиты Кузнецкого Алатау. Последнее подтверждается тем, что Ю. А. Кузнецов сам склонен сопоставлять ее с описанной им зелено-фиолетовой формацией Чибитского р-на, в которой А. Н. Чураков признал кутень-булукскую свиту.

Кроме того дополнительным соображением, подкрепляющим высказанное предположение, являлось указание Ю. А. Кузнецова о том, что талдинская формация возможно является более древней, чем окружающие ее свиты и в частности так называемый «эффузивно-сланцевый кембрий».

Основными исполнителями работы, производимой под непосредственным руководством А. Н. Чуракова, являлись Ю. А. Петрокович, К. Д. Помазков и В. П. Поникаров. Вследствие того, что А. Н. Чураков для личного знакомства с районом смог уделить только 3 дня, сведение материалов, собранных в Онгудайском р-не, было поручено Ю. А. Петроковичу. А. Н. Чураков в продолжение всего периода обработки материалов, помимо общего руководства, любезно оказывал необходимую помощь и советами и представлением материалов, за что я, пользуясь случаем, приношу ему свою глубокую признательность.

ОРОГРАФИЯ

Изученный нами район располагается в бассейне среднего течения р. Урсул, впадающей слева в Катунь, а также к северу от Урсула. Главная часть площади лежит к северу от с. Онгудай (рис. 1).

¹ См. статью А. Н. Чуракова в этом сборнике.

Упомянутый водораздел представляет собой довольно высоко приподнятый залесенный хребет, обладающий сглаженными формами рельефа. Только на самом гребне хребта можно наблюдать торчащие на несколько метров «заборы», сложенные стоящими почти на головах зелеными сланцами докембрия. Эти «заборы» обычно вытянуты в СЗ направлении, что примерно совпадает с основным простираанием пород.

В пределах северо-восточного склона водораздельного хребта располагаются истоки небольших рек — Улету, Теренту и Каинча, впадающих слева в р. Катунь (рис. 2). Они начинаются обычно в водосборных воронках, обладающих сглаженными, округлыми, залесенными склонами и плоским дном. Благодаря довольно крутому падению водотока, форма их сильно врезанных долин быстро становится корытообразной, а склоны последних характеризуются значительной крутизной. Однако обнаженность здесь также заставляет желать много лучшего, ибо склоны большей частью покрыты лесом. Сравнительно хорошие обнажения имеются только на самых высоких водоразделах, в отдельных участках лишенных лесного покрова.

С юго-западного склона упомянутого водораздела берет начало ряд небольших левобережных притоков Урсула. Последние целиком располагаются в описываемом районе. Вдоль северо-западной границы последнего протекает р. Талда — левый приток р. Куротà. Дальше к ЮВ располагается руч. Шутукман с целой сетью впадающих в него оврагов; устье его находится в 7 км к СЗ от с. Онгудай. У восточного конца этого села в р. Урсул впадают слева две небольшие реки — Верхняя и Нижняя Талда, имеющие очень близко расположенные друг от друга почти меридиональные долины. Кроме того вдоль восточной границы изученного района с севера на юг течет еще одна речка с сильно разветвленной системой впадающих в нее оврагов, название которой нам осталось неизвестным.

Слабо врезанные в водораздельный хребет верховья почти всех перечисленных рек по своему характеру очень близки к верхней части долин рр. Каинчи и Улету. Обнаженность этой части долин также плохая; обнажения пород здесь наблюдаются в ограниченном количестве на крутых склонах, местами лишенных лесного покрова. В среднем течении этих рек долины довольно сильно углублены, благодаря чему число обнажений значительно возрастает. Форма долин здесь становится также корытообразной. Однако склоны их положе, чем склоны притоков р. Катунь, а на дне долин местами наблюдается невысокая (около 5 м) терраса, сложенная коренными породами. В нижнем течении левобережных притоков р. Урсула долины их быстро расширяются, становятся плоскодонными, склоны их отодвигаются друг от друга на довольно значительное расстояние, местами свыше километра. Здесь уже довольно отчетливо выражена одна, а местами и две террасы, прослеживающиеся на значительном расстоянии. Следует отметить, что у Верхней и Нижней Талды указанная резко расширенная часть долины становится общей для обеих рек (рис. 2).

Водоразделы между описанными притоками р. Урсула имеют характер невысоких почти сплошь залесенных хребтов, форма рельефа которых обычно сильно сглажена. В ЮЗ направлении они постепенно снижаются и, подходя к р. Урсул, резко обрываются. Следует отметить, что обнаженность их в этом направлении возрастает, а местами на южных склонах становится даже сплошной, что обычно сопровождается появлением выступающих скал и отдельных гряд, сложенных твердыми коренными породами.

Река Урсул, протекающая в ВЮВ направлении через описываемый район, имеет довольно широкую плоскодонную долину с крутыми сравнительно хорошо обнаженными склонами. Местами на р. Урсул хорошо выражены две террасы, сложенные галечным материалом. Близ юго-восточной границы района долина Урсула сильно суживается и ниже гранитного массива,

располагающегося близ устья р. Улету, начинает резко углубляться, постепенно приобретая V-образную форму.

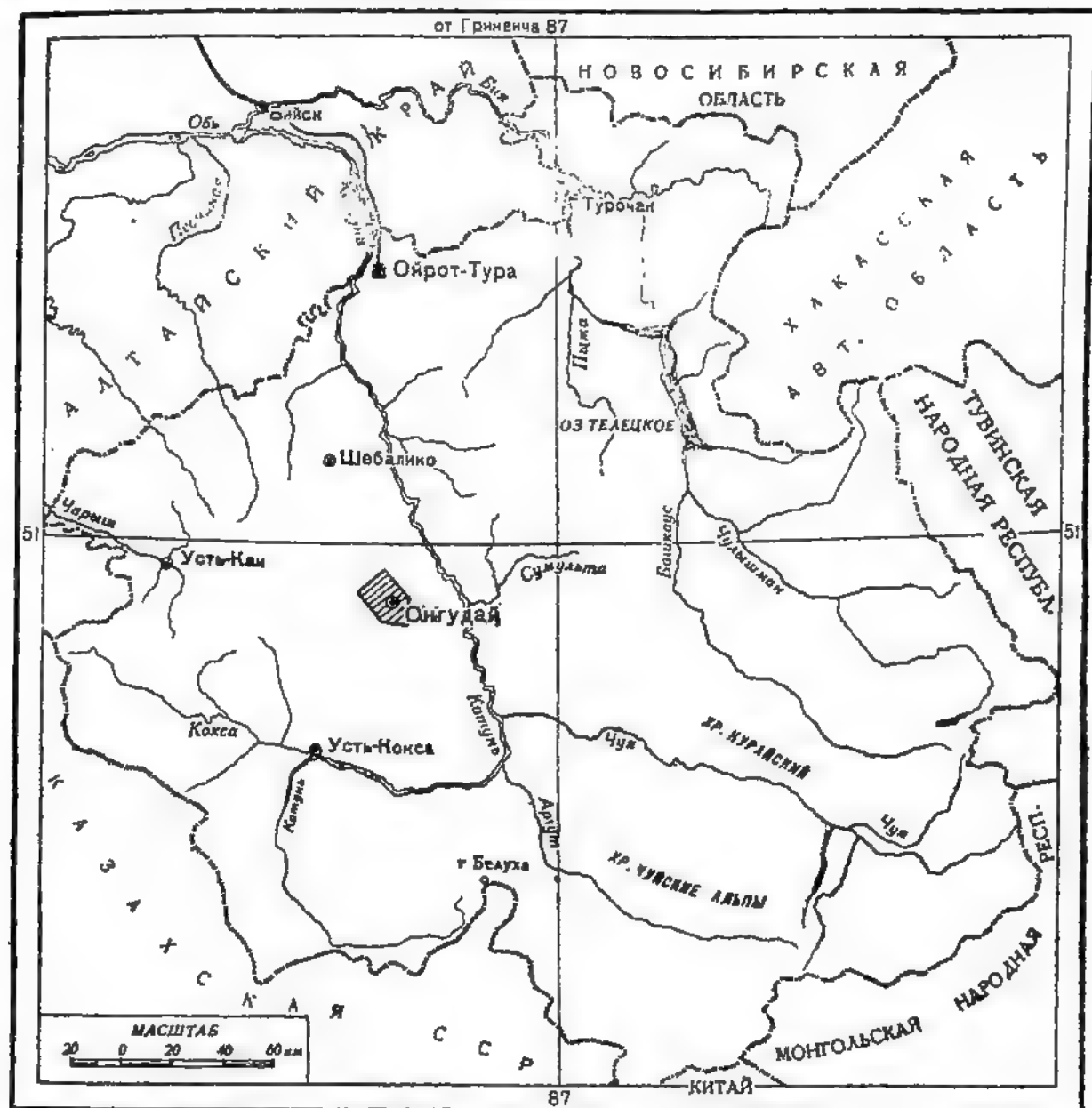


Рис. 1. Горный Алтай. Заштрихована площадь, исследованная Ю. А. Петроковичем, К. Д. Помазковым и В. П. Поникаровым.

Юго-западная часть обследованного района располагается в пределах бассейна р. Шебалики и р. Онгудайки — правобережных притоков Урсула. Долины этих рек характеризуются плоским, местами заболоченным дном и сравнительно пологими залесенными склонами. Водораздел между ними представляет собой широкий, слабо расчлененный массив с сильно выположенной поверхностью. Склон его, обращенный к Урсулу, довольно крут и местами хорошо обнажен.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Значительную часть изученной площади к северу от Урсула занимает докембрийская толща обломочных, слабо метаморфизованных пород, смятых в складки СЗ простирания. Вдоль северо-восточной границы рассматриваемого района располагается узкая полоса кембрийских (?) пород, представленных мраморами, песчаниками и сланцами. Южную часть района составляют две более молодые формации, представленные главным образом эффузивными породами, возраст которых точнее не установлен. Более древ-

ная из них, представленная преимущественно разнообразными порфиритами, была еще Ю. А. Кузнецовым [2] названа онгудайской. Вторая формация, сложенная кислыми эффузивами и различными песчаниками и сланцами, от него же получила название куротинской. Последняя прорвана маленьким штоком щелочных гранитов. Кроме того в пределах изученного района имеется небольшой массив гранодиорита, прорывающего докембрийскую толщу.

Докембрийские (?) отложения

Комплекс пород, который мы считаем возможным отнести к докембрию, был нами изучен на довольно обширной площади в бассейнах р. Талды (приток р. Куротà), р. Шушукмана, Верхней и Нижней Талды (притоки р. Урсул) и кроме того в самых верховьях левых притоков Катуня — рр. Улету, Теректу и Каинча.

В северо-западной части района описываемая толща была прослежена от самого устья Талды вдоль по реке до самых верховьев. В нижней части ее, в хороших обнажениях правого склона, отчетливо видно чередование зеленых сланцев и песчаников, имеющих простирание 340° и круто падающих на ЗЮЗ под углом до 80° . Здесь они прорваны многочисленными, иногда мощными (до 10—15 м) дайками зеленых и серых порфиритов, кварцевых порфиров и реже более поздними, обычно тонкими кварцево-полевошпатовыми жилами. Простирание и тех и других аналогично общему простиранию прорванных ими пород. В области распространения кварцево-полевошпатовых жил зеленые сланцы и песчаники в значительной степени окварцованы и обесцвечены, вследствие чего окраска их становится сероватой или же бледнозеленой.

Просмотр этих пород под микроскопом показал, что они превращены в серицито-кварцевые сланцы с микропойкилитовой, а местами с бластопсаммитовой структурой. Такие изменения в сочетании с наличием кварцево-полевошпатовых жил, как нам кажется, говорят о том, что они образовались под влиянием какой-то, еще не вскрытой эрозией кислой интрузии. Примерно на расстоянии 1.5—2 км от устья р. Талды происходит изменение направления падения слоев. Последние начинают падать на ВСВ под углом $70-80^\circ$, сохраняя прежнее простирание 340° . Это направление падения дальше выдерживается на довольно значительном протяжении, что указывает на наличие здесь сильно сжатой антиклинали. Отмеченное выше окварцевание и обесцвечивание пород сохраняется и на восточном крыле складки, но только близ ее замковой части. Начиная от устья нижнего, левого отвершка, среди зеленых сланцев, круто падающих на ВСВ, встречаются сначала единичные прослои вишнево-красных сланцев мощностью до 4—5 м, затем количество их повышается настолько, что они составляют примерно одну четверть всех встреченных здесь пород. От устья следующего отвершка и до самого водораздела с р. Улету наблюдаются почти исключительно одни монотонные зеленые глинистые и песчанистые сланцы.

Среди них были встречены только единичные тонкие прослои вишнево-красных сланцев. Залегание пород здесь отличается крайним непостоянством. Простирание колеблется в северо-западных румбах от почти широтного до близкого к меридиональному, хотя преобладающим является $320-350^\circ$. Углы падения преимущественно крутые; наблюдаются падения как к СВ, так и к ЮЗ. Последние в верхнем течении р. Талды преобладают. К сожалению, сравнительно малая обнаженность этих мест не позволила нам вынести более определенное представление о дислоцированности описываемой свиты. В пределах Талдинско-Улетинского водораздела и в верхнем течении р. Улету выходят исключительно те же зеленые сланцы. Красноцветных пород нами здесь обнаружено не было, хотя следует отметить, что обнаженность и здесь заставляет желать много лучшего. О залегании слан-

цев мы можем судить по двум измерениям, из которых одно было произведено на самом водоразделе рр. Талды и Улету, и другое на р. Улету почти у самого контакта с кембрийскими (?) известняками. Простираание оказалось в обоих случаях 330° , а падение на СВ 70 и 55° . Большое сходство этих измерений, как нам кажется, позволяет думать, что они отражают общее падение описываемой свиты к СВ в данном месте. Если это так, то в пределах водораздельной части, судя по залеганию сланцев в верхнем течении р. Талды, мы имеем вторую антиклиналь, значительно сложнее построенную, чем отмеченная раньше.

В бассейне р. Шушукмана строение докембрийской толщи, за исключением некоторых несущественных деталей, ничем не отличается от описываемого выше по р. Талде. На водоразделе р. Шушукмана и Улету и дальше к СВ от него в ряде обнажений выходят зеленые сланцы и песчаники, аналогичные встреченным в верхнем течении рр. Талды и Улету. Простираание их 320 — 340° , падение почти вертикальное. Вишнево-красных пород здесь, так же как и к СЗ отсюда, нами встречено не было. В верховьях р. Шушукмана, близ устья верхнего правого отвершка зеленые сланцы, сохраняя прежнее простираание 320° , начинают падать под углом до 70° к ЮЗ. Еще ниже по реке, несколько южнее устья левого верхнего притока, на правом берегу р. Шушукмана появляются первые тонкие прослойки вишнево-красных пород, залегающих совершенно согласно среди падающих на СВ под углом 75° зеленых сланцев, чередующихся с песчаниками. Это изменение направления падения, выдерживающееся и южнее, как нам кажется, указывает на наличие здесь крупной сильно сжатой синклинальной складки, видимо являющейся продолжением наметившейся в среднем течении р. Талды.

Еще ниже по р. Шушукману вишнево-красные прослойки начинают попадаться все чаще и чаще, и на расстоянии 1 — 1.5 км ниже устья среднего правого притока р. Шушукмана ясно видно частое чередование зеленых сланцев с вишнево-красными породами, среди которых имеются внутриформационные конгломераты с галькой пород этой же толщи. Примерно в 0.5 км южнее этого места р. Шушукман пересекает широкую полосу, сложенную почти исключительно красноцветными породами, среди которых, кроме сланцев и песчаников, имеется довольно значительное количество тонких прослоев внутриформационных конгломератов. Следует отметить, что еще ниже по реке, среди вишнево-красных пород снова появляется значительное количество прослоев зеленых сланцев. Близ южной границы распространения описываемой толщи можно наблюдать целую серию иногда довольно мощных даек порфиритов онгудайской формации. Простираание последних обычно совпадает с простираанием докембрийских пород.

На Верхней Талде (приток р. Урсул) близ южной границы докембрийской толщи наблюдается картина, почти аналогичная только что описанной. Это особенно отчетливо выступает в правых притоках р. Талды. Здесь обнажаются разнообразные сланцы и песчаники со значительным количеством прослоев внутриформационных конгломератов, содержащих гальку главным образом зеленых сланцев. Все эти породы окрашены почти исключительно в вишнево-красный цвет, и лишь изредка попадаются прослойки зеленых сланцев и песчаников. Среди них имеется значительное количество порфиритов онгудайской формации. Последние выступают то отдельными дайками, то выходы их образуют довольно широкие полосы, условия залегания которых остались невыясненными. Простираание даек онгудайских порфиритов обычно совпадает с простираанием докембрийских пород (320°), которое довольно отчетливо видно к западу от устья нижнего правого притока р. Талды. Падение слоев здесь близко к 40° на СВ. Выше по р. Талде, в той ее части, где долина резко суживается (рис. 2), обнажаются сильно перемятые зеленые сланцы, прорванные целой серией тонких кварцевых

жил, идущих примерно по плоскостям напластования. Простираение и падение зеленых сланцев очень сходно с только что указанным. Еще выше по реке в ряде обнажений выходят исключительно зеленоцветные сланцы и песчаники, общее падение которых к СВ сохраняется на довольно значительном протяжении.

Следует отметить, что в этой части разреза и дальше до самого водораздела нами не было встречено ни одного прослоя вишнево-красных пород. Здесь повсюду в довольно многочисленных обнажениях выходят только зеленые сланцы и песчаники, лишь в одном месте прорванные 6-метровой

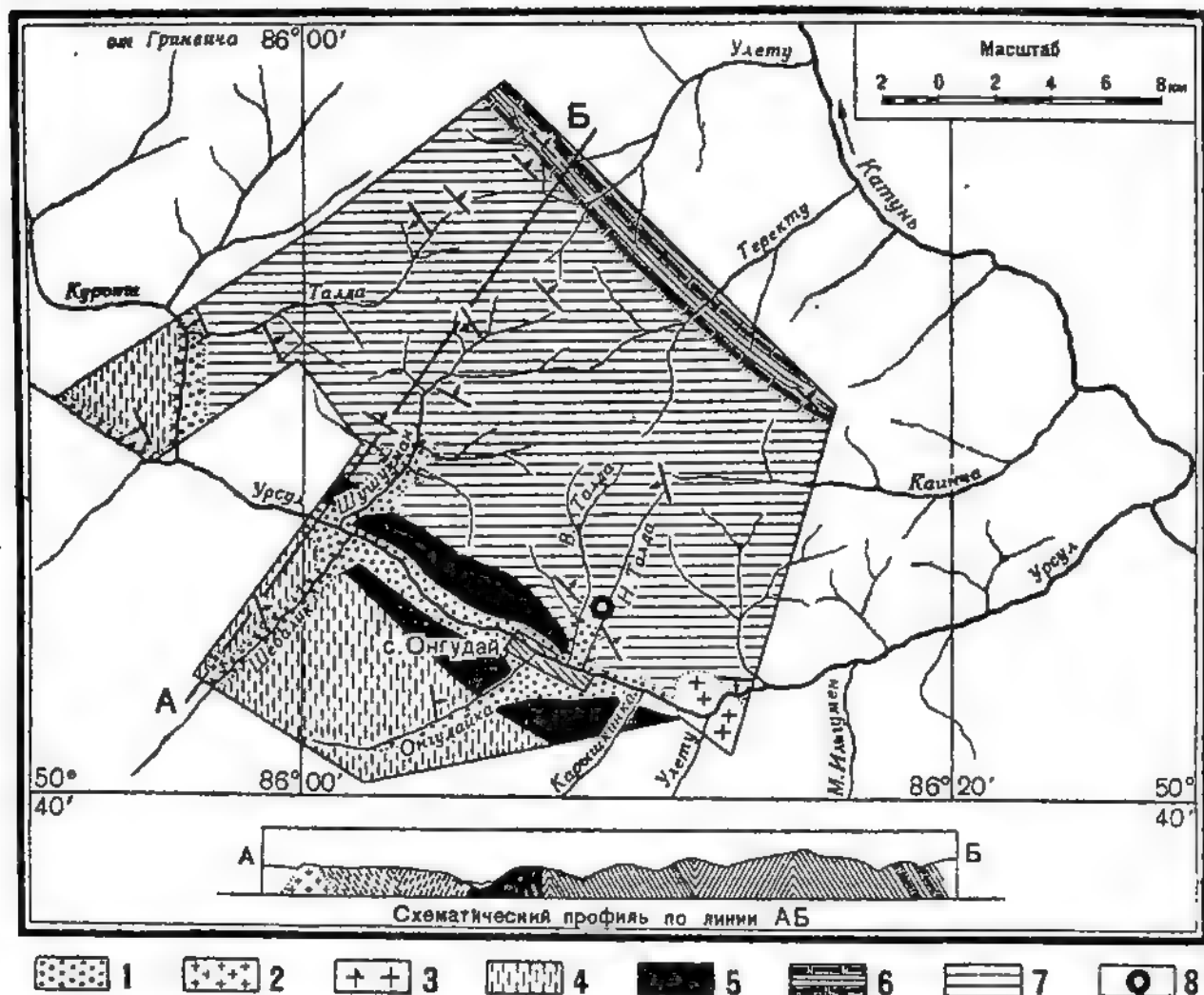


Рис. 2. Геологическая карта окрестностей с. Онгудай (центральная часть Горного Алтая).

Составлена А. Н. Чураковым, Ю. А. Петровицем, К. Д. Помазковым и В. П. Пошикарным в 1937 г.

1 — делювиально-аллювиальные образования — четвертичные; 2 — щелочные граниты; 3 — гранодиориты; 4 — серые песчаники и сланцы с кварцевыми порфирами и их туфами — куротинская формация; 5 — порфириды, их туфы и песчаники — онгудайская формация; 6 — белые, частью серые мраморы и зеленые сланцы — нембрий (?); 7 — зеленые, частью красные сланцы с прослоями песчаников и конгломератов — протерозой (кутень-булукская свита); 8 — обнажение внутрiformационного конгломерата с гальками чуждых пород — протерозой (кутень-булукская свита).

почти вертикальной дайкой порфирита. В своей верхней части р. Талда прорезает упомянутые зеленые сланцы, но падающие уже не на СВ, а к ЮЗ. Это указывает на наличие довольно крупной синклинали. Вполне вероятно, что здесь проходит та же самая синклиналь, которая была встречена нами по р. Шущукману и р. Талде. На водоразделе Верхней Талды и р. Теректу и к ЮВ от этого места — на водоразделе Нижней Талды и р. Каинчи — везде выходят все те же самые описанные выше зеленые сланцы, поставленные почти на голову. Простираение их сравнительно невыдержанное, иногда даже становится почти меридиональным (350°).

В верхнем течении плохо обнаженной р. Каинчи, по ее верхнему левому притоку, и на водоразделе с р. Теректу везде обнажаются зеленые сланцы и песчаники, ничем не отличающиеся от указанных выше. Исключительное однообразие их здесь не нарушается ни наличием каких-либо эффузивов, ни присутствием вишнево-красных пород. Отдельные тонкие прослойки последних, залегающие среди зеленых сланцев, были нами встречены только в верховьях Нижней Талды. Ниже по ней снова идут одни зеленые сланцы и песчаники, имеющие простирание 330° и падающие к СВ под углом 50° . По данным Ю. А. Кузнецова здесь, в 850 м вверх по реке от начала резкого расширения ее долины (рис. 2), на правом склоне среди зеленых сланцев совершенно согласно залегает указанный ранее 7-метровый внутриформационный конгломерат с очень пестрым петрографическим составом своих галек, из-за которого и было предпринято изучение этого района. К сожалению, вследствие отсутствия в работе Ю. А. Кузнецова [2] указаний точного его местонахождения, наши поиски этого конгломерата были безрезультатны. Поэтому характеристика его дается ниже по материалам, впоследствии любезно присланным в наше распоряжение Ю. А. Кузнецовым. Южнее на протяжении почти целого километра выходят опять только одни зеленые сланцы, и лишь на расстоянии 1 км от устья в отдельных разрозненных выходах появляются вишнево-красные породы, чередующиеся с зелеными.

Восточнее, около гранитного массива, прорезаемого Урсулом, вместо зеленых имеются выходы черных ороговикованных сланцев, простирание которых ниже устья р. Улету широтное, а падение около 80° к Ю. Эти сланцы местами прорываются тонкими жилками гранита.

Изложенный выше материал, как нам кажется, достаточно ясно показывает, что докембрийские (?) отложения представляют собой единый комплекс преимущественно зеленоцветных пород, смятый в крутые складки СЗ простирания. Мощность свиты повидимому не меньше километра. Кроме различных зеленых сланцев и песчаников, составляющих основную массу пород этого комплекса, в строении его принимают участие местами многочисленные прослои вишнево-красных сланцев, песчаников и внутриформационных конгломератов, обычно обладающих незначительной мощностью. Все они залегают видимо серией различных по своей мощности, сильно вытянутых линз, довольно неравномерно распределяясь среди зеленоцветных пород. Однако, судя по разрезам в долинах Шушукмана и Верхней Талды (приток Урсула), красноцветные породы тяготеют к нижней части этой толщи. Особого упоминания заслуживает наличие отмеченного Ю. А. Кузнецовым [2] 7-метрового прослоя внутриформационного конгломерата с галькой пород, чуждых описываемому району, который залегает совершенно согласно среди зеленых сланцев Нижней Талды (приток р. Урсула) в значительном отдалении от основания толщи. Помимо указанных характерных особенностей, обращает внимание случайность его появления в этой толще. Несмотря на тщательные поиски и прослеживание разрезов докембрийской (?) толщи в ряде мест (см. выше), нам нигде не удалось наблюдать ни одного выхода сколько-нибудь сходных с ним конгломератов. Все конгломераты, встреченные в этом районе, в отличие от него сложены исключительно галькой местных пород.

Переходя к рассмотрению вопроса о возрасте толщи, именуемой нами докембрийской (?), следует указать, что установить его возможно только путем сопоставления ее с такими же толщами других, лучше изученных районов. Наиболее близкой к ней является кутень-булукская свита Чибитского района, описанная А. Н. Чураковым в предыдущем очерке настоящего сборника, и верхнесилурийская, наиболее подробная характеристика которой

дана для юго-восточной части Алтая Н. Н. Горностаевым [1]. Обе свиты, так же как и рассматриваемая, сложены преимущественно зелеными сланцами и песчаниками значительной мощности, повидимому не меньше километра. С кутень-булукской свитой описываемую толщу весьма сближает наличие различных красноцветных пород, залегающих подчиненными прослоями, неравномерно распределенными среди зеленоцветных сланцев и песчаников. Вместе с тем верхнесилурийская толща имеет ряд своеобразных особенностей, указывающих на ее довольно резкое отличие: к их числу следует отнести наличие мощных прослоев известняков, довольно значительное количество фауны, встречающейся в различных горизонтах, и отсутствие красноцветных пород. Поэтому, как нам кажется, будет правильнее считать описанную нами толщу аналогом кутень-булукской свиты докембрия Чибитского р-на, хотя отсутствие в Онгудайском р-не силицилитов не позволяет сделать это безоговорочно. Следует отметить, что, в случае принятия докембрийского возраста этой толщи, становится понятным наличие вышеупомянутых странных конгломератов Нижней Талды, где имеется довольно разнообразная галька чуждых пород, так как аналогичные образования имеют место и в кутень-булукской свите Чибитского района. Это — морские тиллиты, описанные А. Н. Чураковым.

Предложенное сопоставление преимущественно зеленоцветной толщи Онгудайского р-на с кутень-булукской свитой Чибитского р-на подкрепляется и довольно близким сходством петрографического состава пород. Ниже даем краткую характеристику их главнейших типов.

С л а н ц ы. Сланцы в основном сложены почти всегда вполне перекристаллизованным пелитовым материалом, в основной массе которого встречается значительное количество песчаных частиц. Кроме того в строении их местами принимают значительное участие кальцит и сингенетичные окислы железа, обычно распределенные по слоистости породы. Наличие последних обусловило появление среди зеленых сланцев ряда вишнево-красных прослоев. Для последних характерна слабая степень перекристаллизации пелитового материала.

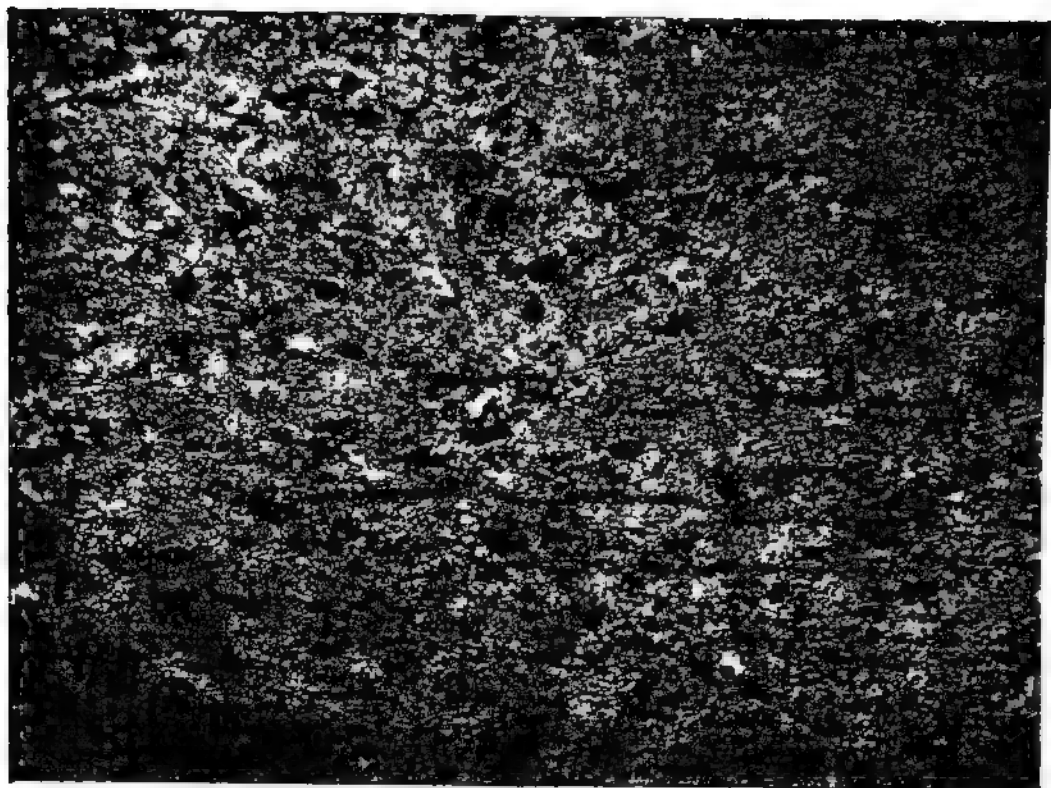
Перекристаллизация глинистой части сланцев обычно приводит к образованию агрегатов мелкочешуйчатого (около 0.03 мм) хлорита, тесно переплетенного с мелкими же зернами кварца таких же размеров, иногда вытянутых в направлении сланцеватости. Очень часто вместе с хлоритом здесь образуется серицит, а местами он даже преобладает над остальными составными частями сланцев. Различные количественные соотношения трех упомянутых минералов создают целую серию разнообразных разновидностей сланцев, связанных между собой постепенными переходами — кварцево-хлоритовых, хлорито-кварцевых, серицито-кварцевых и т. д. Следует отметить, что местами в значительных количествах развивается мелкозернистый эпидот (табл. I, фиг. 1). Во многих случаях сланцы содержат мелкую рудную вкрапленность, представленную магнетитом и пиритом.

Песчаный материал, погруженный в вышеописанную основную массу сланцев, наблюдается довольно часто. Он представлен большей частью мелкими (в среднем до 0.2 мм) окатанными и угловатыми зернами кварца, различных полевых шпатов и эпидота.

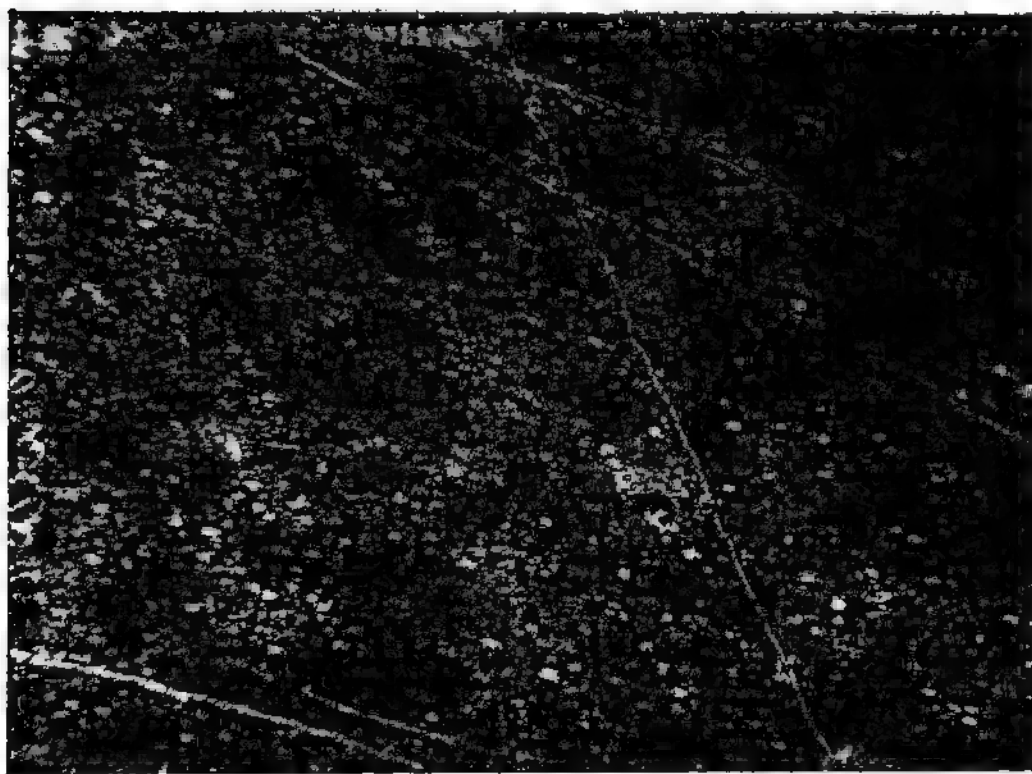
Почти все сланцы имеют ясно выраженную микрослоистую текстуру, обусловленную расположением зерен удлиненной стороной вдоль наслоения и почти повсеместно подчеркивающую первичную слоистость.

П е с ч а н и к и. Песчаники — большей частью мелкозернистые, реже разномзернистые породы, имеющие иногда хорошо выраженную слоистость. Цементирующая масса их почти целиком перекристаллизована. В отдельных шлифах наблюдается разрастание сильно сгруппированных кварцевых зерен, а местами даже и срастание их между собой, в результате чего образуется бластопсаммитовый агрегат лапчатых зерен.

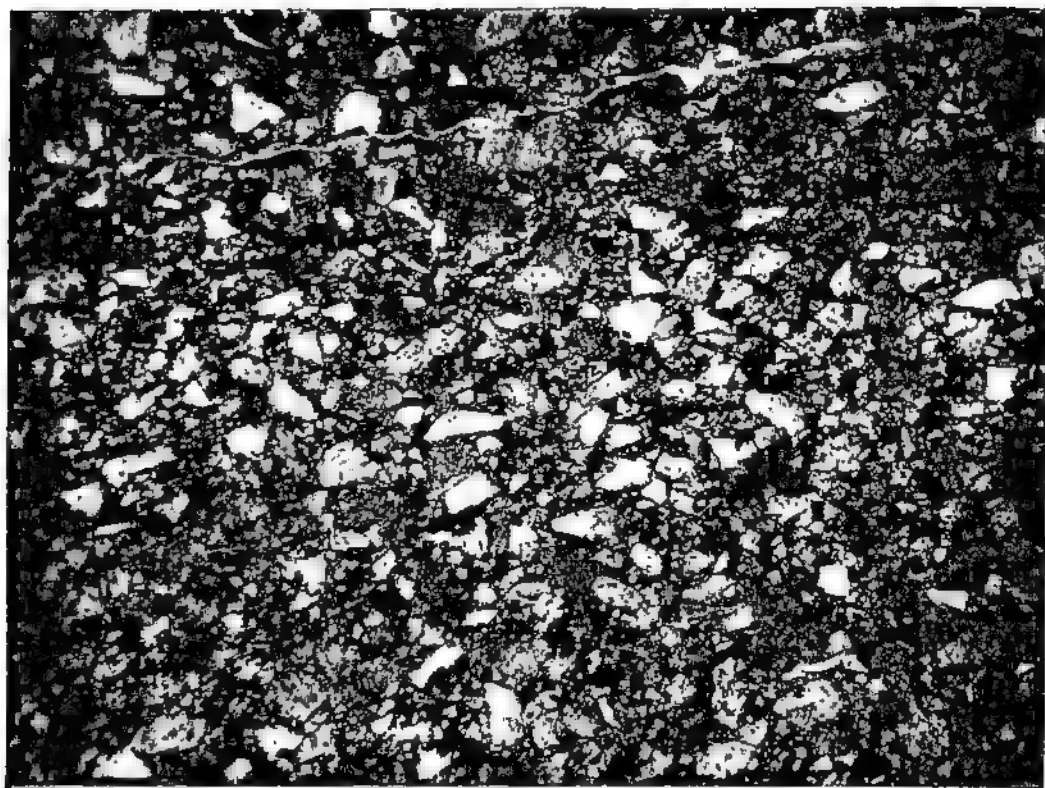
Таблица I



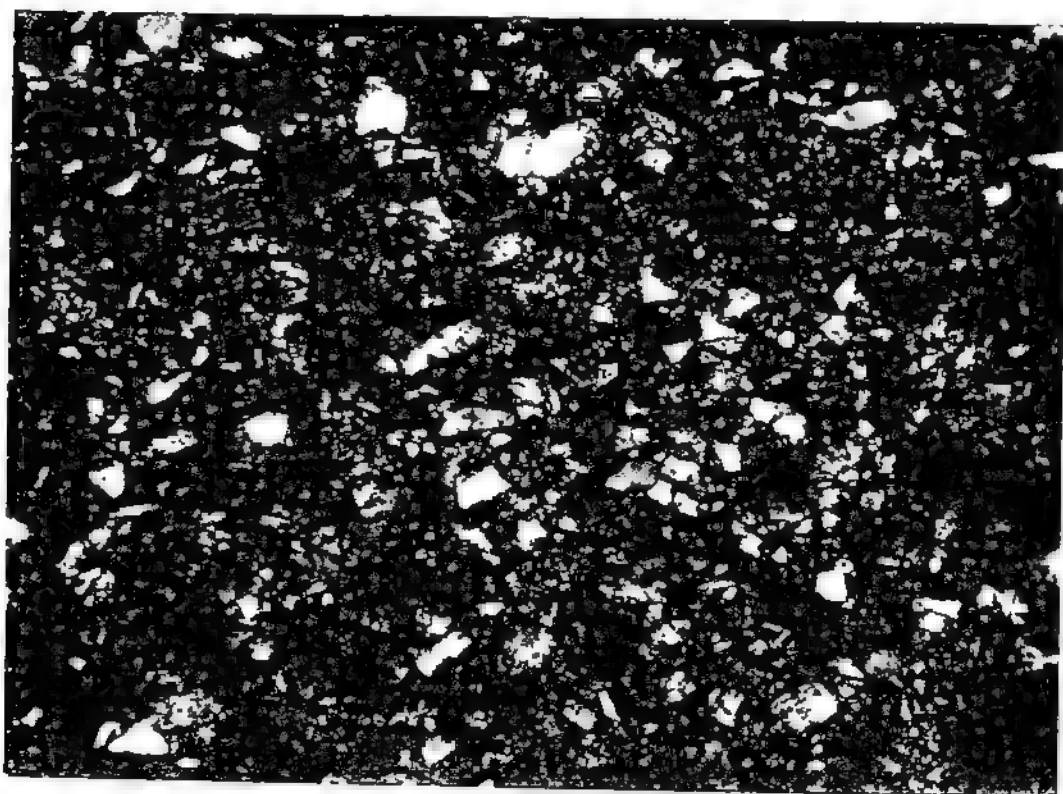
Фиг. 1. Кварцево-хлоритовый сланец, содержащий значительное количество эпидота. Докембрийская толща. Шлиф 610. $\times 90$. Николи ||.



Фиг. 2. Силицит, интенсивно пропитанный окислами железа. Хорошо видны круглые и эллипсоидальные тельца, сложенные кварцем. Последний местами имеет радиальнолучистую структуру. Кембрийская толща. Шлиф 628. $\times 40$. Николи ||.



Фиг. 1. Песчаник с хлоритово-эпидотовым цементом. Хорошо видна угловатость зерен. Докембрийская толща. Шлиф 618. $\times 40$. Николи ||.



Фиг. 2. То же, что фиг. 1, табл. II. Виден разнообразный состав песчаного материала: кварц, плагиоклазы, силицилит. Последний располагается близ середины правого края шлифа. Шлиф 618. $\times 40$. Николи +.

Цементирующая масса песчаников очень сходна с цементом вышеописанных сланцев. Она сложена главным образом мелкочешуйчатым хлоритом и также мелкими, иногда удлиненными зернами кварца. Кроме того в строении цемента принимает местами значительное участие серицит, мелкозернистый эпидот и кальцит. Последний иногда цементирует отдельные разновидности песчаников без всякого участия остальных компонентов. Отдельные разновидности песчаников пропитаны сингенетичными окислами железа, наличием которых и объясняется их вишнево-красный цвет. Различные количественные соотношения отдельных составных частей цемента обусловили наличие разнообразных хлорито-кварцевых, известковистых, эпидотовых и других песчаников.

Песчаный материал (табл. II, фиг. 1 и фиг. 2) представлен частью окатанными, частью же угловатыми зернами различных размеров (до 0.5 мм) кварца, разнообразных полевых шпатов, эпидота, хлорита, магнетита и гематита, а также обломками гранита и альбитизированных эффузивов. Кроме того в одном шлифе было встречено небольшое зерно эпидотизированного амфибола.

Конгломераты залегают тонкими линзовидными прослоями среди красноцветных сланцев и песчаников. Гальки в них представлены сланцами и песчаниками.

Сланцы большей частью слагаются пелитовым материалом, частично превращенным в хлорит и серицит, и содержат значительную примесь дробленого кварца. Среди присутствующих в них редких песчаных частиц наблюдаются мелкие зернышки кварца и полевых шпатов, а также отдельные листочки биотита. Для этой слабо перекристаллизованной разновидности сланцев характерно интенсивное пропитывание сингенетичными окислами железа, что придает сланцам вишнево-красную окраску. Если же окислов железа не наблюдается, то сланцы слагаются хлорито-кварцевым агрегатом, в строении которого принимает участие и серицит, а неперекристаллизованный пелитовый материал отсутствует полностью.

Песчаники, также как и сланцы, довольно однотипны. Они обычно цементируются вышеописанной основной массой сланцев, которая в отдельных, слабо перекристаллизованных разновидностях также густо пропитана сингенетичными окислами железа. Следует отметить, что в цементе песчаников местами наблюдается присутствие кальцита и вторичного эпидота.

Цемент конгломератов обычно представляет собой частично перекристаллизованную пелитовую массу, очень густо окрашенную сингенетичными окислами железа в вишнево-красный цвет. В строении этой массы, кроме того, принимает незначительное участие и песчаный кварцево-полевой шпатовый материал.

Песчаный материал песчаников представлен в основном кварцем, полевыми шпатами и реже эпидотом. Местами наблюдается довольно значительное количество обломков магнетита и гематита. В одной крупнозернистой разновидности песчаника имеется довольно значительное количество обломков эпидотизированной роговой обманки. Размер песчаных частиц обычно небольшой — от 0.10 до 0.15 мм, но местами резко повышается до 0.3—0.4 мм. Форма их большей частью угловатая и округло-угловатая.

Конгломерат р. Нижней Талды

Особого внимания, как это уже отмечалось выше, заслуживает конгломерат р. Нижней Талды с гальками чуждых пород. Среди галек были встречены нижеследующие породы.

Гранодиорит (шлиф 14716). Благодаря слабой милонитизации гранодиорит стал неравномернозернистым. Здесь наряду с довольно крупными (до 2 мм) зернами неправильной формы наблюдается значительное ко-

личество мелких, часто раздробленных зерен, размер которых обычно меньше 0.1 мм. Кварц почти повсеместно носит следы перекристаллизации.

Главными минералами, слагающими породу, являются плагиоклаз, кварц и биотит. Плагиоклаз (№ 35) представлен широкими табличатыми, иногда удлинёнными кристаллами. Почти повсеместно он довольно интенсивно серицитизирован. Кварц почти повсеместно раздроблен и волнисто угасает. Благодаря перекристаллизации он обычно образует агрегаты сросшихся зерен лапчатой формы. Биотит, как правило, превращен в хлорит; довольно часто он ассоциируется с магнетитом. Из минералов-примесей встречено довольно значительное количество мелких кристалликов апатита. Реже наблюдается циркон. Последний в хлорите окружен плеохроичной оболочкой.

Химический состав гранодиорита виден из следующего анализа (обр. 1471/367):

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	63.19	1053	K ₂ O	1.09	12
Al ₂ O ₃	9.82	96	TiO ₂	0.24	3
Fe ₂ O ₃	1.19	8	P ₂ O ₅	0.59	4
FeO	1.16	16	H ₂ O ⁺	1.41	78
MnO	0.23	3	H ₂ O ⁻	0.04	—
CaO	9.84	176	CO ₂	7.44	169
MgO	0.78	20			
Na ₂ O	3.39	55	Сумма	100.41	

Магматическая формула нами не дается вследствие сильной разрушенности породы.

Из вторичных минералов, кроме вышеупомянутых, следует отметить интенсивное образование кальцита и эпидота. Кальцит в довольно значительных количествах развивается преимущественно по полевым шпатам.

Кварцевый порфир (шлифы 1471a и 1471r). Кварцевый порфир обладает полнокристаллической основной массой, содержащей сравнительно редкие вкрапленники оплавленного кварца и плагиоклаза. Последний иногда представлен удлинёнными кристаллами размером до 0.7 мм. Основная масса сложена микролитами кварца и реже полевых шпатов. В отдельных ее участках наблюдаются чешуйки хлорита, мелкие зерна магнетита и гематита. Последний иногда образует незначительные скопления. Следует отметить частичную перекристаллизацию кварца и волнистое угасание части его микролитов.

В одном шлифе удалось наблюдать породу, прорванную описанным кварцевым порфиром. Она представляет собой сильно перекристаллизованный и окварцованный песчанистый известняк. Песчаный материал в нем довольно обилен и представлен кварцем и полевыми шпатами.

Силицит (шлиф 1471a). Силицит сложен торцовым агрегатом кварца, размер зерен которого неравномерен и колеблется в пределах 0.03—0.08 мм. Порода довольно сильно известковиста. Кальцит местами тонко распылен по породе, но большей частью образует довольно крупные участки, сложенные перекристаллизованными зернами, размер которых доходит до 0.15—0.20 мм. В отдельных участках силицита наблюдаются незначительные скопления мелких зерен полуразрушенного гематита. Порода в целом слабо окрашена неравномерно распределенными окислами железа в красный цвет.

Цемент конгломерата. Вышеописанные гальки сцементированы сильно метаморфизованной песчаной породой. Цемент последней превращен в хлорито-кальцитовый, сильно эпидотизированный агрегат, в строении которого значительное участие принимает дробленый кварц. Песчаный материал представлен в основном кварцем и сильно разрушенными

плагноклазами. Кроме того встречаются отдельные зерна эпидота и магнетита. Размер указанных песчаных частиц в среднем близок к 0.1—0.2 мм. В породе наблюдается слабая перекристаллизация, выражающаяся в срастании наиболее сгруженных кварцевых зерен.

Кембрийские (?) отложения

Отложения, возраст которых мы вслед за Ю. А. Кузнецовым склонны условно считать кембрийским, были нами прослежены в виде узкой полосы вдоль северо-восточной границы обследованного района в верховьях рр. Улету, Теректу и Каинчи — левобережных притоков р. Катунь (рис. 2).

Наиболее детально эта толща была нами изучена в верховьях р. Улету, где был записан следующий ее разрез.

Здесь на докембрийских зеленых сланцах, простирающихся в направлении 330° и падающих на СВ под углом в 55°, после небольшого задернованного пространства (около 30—50 м) залегают (снизу вверх):

1. Светлосерые, местами белые сахаровидные или же чуть желтоватые мраморы, большей частью лишенные примеси терригенного материала. Этот пласт мощностью около 300 м пересекает р. Улету в флексуобразном колене ее верхнего течения (рис. 2). Простираение его здесь 325°, падение к СВ 50°.

2. Зеленые сланцы и реже песчаники довольно сильно метаморфизованные. Они видны в ряде разрозненных выходов среди крутого, но сильно залесенного левого склона р. Улету, выше пересечения ее грядой известняков первого слоя. Мощность их, видимо, значительно больше, чем нижележащих известняков и достигает 500 м.

3. Белые, реже светлосерые мраморы. Близ контактов они имеют незначительную примесь терригенного материала. Выступают довольно отчетливой грядой мощностью до 100—150 м в верхней части слабо задернованного и залесенного левого склона р. Улету. Простираение их 325°, падение СВ 70°.

4. Зеленые довольно сильно метаморфизованные сланцы. В своем основании они имеют довольно мощный (10—15 м) прослой вишнево-красного силицилита. Общая мощность всей этой сланцевой пачки около 100 м.

5. Серый мрамор, сильно загрязненный неравномерно распределенным терригенным материалом, который местами образует самостоятельные линзы сланцев. Мрамор залегают линзовидным прослоем мощностью до 30 м.

6. Зеленые и реже вишнево-красные сланцы, среди которых наблюдаются отдельные иногда резко раздувающиеся линзы известняков. Общая мощность 60—70 м.

7. Серый, местами белый мрамор, заключающий в своей нижней части отдельные небольшие линзы вишнево-красных сланцев. Малый размер (иногда около 10—20 см) и вздутая форма этих линз указывают на то, что они могут быть являются сильно развальцованными гальками подстилающих сланцев.

8. Зеленые сланцы, аналогичные встреченным ниже. Они, так же как и предыдущие слои, довольно хорошо обнажены в верхней части слабо задернованного и почти незалесенного левого склона р. Улету.

При прослеживании описанного разреза по простираению совершенно отчетливо выступает линзовидный характер залегания мраморов. Отдельные пласты их, имея очень непостоянную мощность, местами выклиниваются, а вместо них появляются новые. Вполне вероятно, что в правых притоках р. Улету таким же выклиниванием надлежит объяснять и исчезновение или же резкое сокращение мощности 300-метрового пласта мрамора, залегающего обычно в основании кембрия (?). Отсюда эта толща, довольно резко выделяясь на Улетинско-Теректинском водоразделе, прослеживается дальше к ЮВ до верховьев левых отвершков р. Каинчи с тем же СВ направлением падения. К сожалению, вследствие плохой обнаженности и наличия во время нашего маршрута снегового покрова эти верховья, где на геологической карте Ю. А. Кузнецова [2] показан ряд сложных дислокаций, нам не удалось осветить с необходимой полнотой.

Кембрийская (?) толща, судя преимущественно по вышеприведенному разрезу, начинается местами пережимающимся или же иногда совершенно выпадающим из разрезов мощным (300 м) пластом светлосерого, частью бе-

лого сахаровидного мрамора. Выше она сложена чередованием белых и светлосерых линзовидных прослоев мраморов, залегающих среди зеленых, главным образом хлоритовых сланцев. Последние местами сменяются тонкими прослоями вишнево-красных сланцев. Иногда наблюдаются прослои красных силицилитов.

Никаких определенных данных, позволяющих хотя бы приблизительно установить возраст этой толщи, в нашем распоряжении не имеется. Поэтому мы условно принимаем точку зрения Ю. А. Кузнецова [2], называющего ее «эффузивно-сланцевым кембрием», и считаем необходимым указать на некоторое сходство кембрия (?) Онгудайского р-на с кембрийской (?) толщей Чибитского, вопрос о возрасте которой разобран в работе А. Н. Чуракова.¹ Вместе с тем среди других формаций Горного Алтая мы не знаем толщ, имеющих с указанными сходное строение. Как здесь, так и там имеется сходное чередование своеобразных мощных линзовидных прослоев известняков со сланцами зеленоватой и в редких случаях красноватой окраски. Но тут же следует отметить, что наряду с разновидностями известняков, не отличимых по своему внешнему виду, в Онгудайском р-не имеется значительное количество своеобразных сахаровидных мраморов, которые в кембрии Чибитского р-на отсутствуют. Наконец, надо подчеркнуть, что в составе кембрия Онгудайского р-на эффузивы нами не были обнаружены.

Микроскопическое исследование пород кембрийской (?) толщи показало довольно сильную их метаморфизацию, что видно из нижеследующей краткой характеристики.

Мраморы кембрийской (?) толщи в основной своей массе отличаются большой чистотой кальцитового материала. Они большей частью сложены тесно сросшимся агрегатом кальцитовых зерен, размер которых доходит до 0.5 мм.

Такие разновидности мраморов обычно лишены каких-либо посторонних примесей и лишь в отдельных участках слабо загрязнены пелитовым материалом. В тех сравнительно редких случаях, когда количество пелитового или же псаммитового материала в мраморах повышается, размер кальцитовых зерен сильно уменьшается и редко превышает 0.1 мм. Пелитовый материал обычно равномерно рассеян в кальцитовой массе, местами довольно сильно загрязняя ее. Псаммитовый материал, представленный кварцевыми и полевошпатовыми зернами размером до 0.15—0.20 мм, большей частью встречается в очень незначительных количествах, распределяясь в породе без всякой закономерности.

Мраморы в отдельных участках приобретают красноватый цвет благодаря окрашиванию их окислами железа.

Сланцы. Сложены в значительной степени перекристаллизованным пелитовым материалом, часто содержащим значительную примесь мелкодробленого кварца. Местами в строении их принимает участие кальцит. Количество последнего иногда повышается настолько, что образуются известковистые сланцы, являющиеся связующим звеном между вышеописанными мраморами и остальными разновидностями сланцев.

Перекристаллизация пелитового материала обычно захватывает только часть его и приводит к образованию мелких чешуек хлорита и реже серицита. Ориентировка их длинных сторон повсеместно совпадает со слоистостью породы. Местами в сланцах развивается в довольно больших количествах мелкозернистый эпидот. Благодаря неравномерному распределению указанных составных частей, среди сланцев можно различать пелито-хлоритовые, кварцево-хлоритовые, эпидотизированные и другие разновидности.

Песчаники. В рассматриваемой толще они встречаются значительно реже вышеописанных пород. Среди песчаников есть мелко- и крупнозер-

¹ См. статью А. Н. Чуракова в этом сборнике.

нистые разновидности, а отдельными прослоями они становятся даже гравийными. Цементирующая масса песчаников сложена почти целиком превращенным в хлорит пелитовым материалом, к которому в отдельных участках присоединяется мелко дробленный кварц и кальцит. Песчаный материал представлен почти неокатанными зернами кварца, полевых шпатов и в редких случаях эпидота. Кроме того наблюдаются отдельные обломки гранита и различных, иногда песчанистых сланцев.

Следует отметить очень интенсивную эпидотизацию песчаника, взятого в наиболее высоких горизонтах кембрия (?) в верховьях р. Улету. Здесь этот процесс захватил не только цемент, но и обломки полевых шпатов и сланцев.

С и л и ц и л и т ы. Сложены мелкозернистым торцовым агрегатом кварцевых зерен размером 0.01—0.02 мм. В ряде небольших по своим размерам участков, видимо в связи с перекристаллизацией, величина зерен возрастает до 0.05 и редко до 0.06 мм, а форма их становится лапчатой. Характерной особенностью этих силицилитов является присутствие многочисленных круглых и эллипсоидальных кварцевых телец (табл. I, фиг. 2) с радиальнолучистым характером угасания. Местами они переполняют породу. Размер их, как правило, не превышает 0.1 мм. Особенно рельефно они выделяются в породе благодаря тому, что повсеместно присутствующие сингенетические окислы железа окрашивают в красный цвет то слабо, то довольно интенсивно всю массу породы и совершенно не затрагивают этих образований. Местами в силицилитах можно наблюдать отдельные обломочки кварца и полевых шпатов, а также и микрослоистость, что указывает на осадочное происхождение описываемых силицилитов.

В образовании этих пород повидимому принимали участие и организмы с кремневым скелетом, так как не исключена вероятность, что вышеописанные шаровые и эллипсоидальные образования являются радиоляриями. Региональный характер и степень метаморфизма кембрийских (?) пород по существу довольно близки к метаморфизму, который претерпела вышеописанная докембрийская (?) толща. Поэтому, как нам кажется, мы имеем право поставить под сомнение вывод Ю. А. Кузнецова о том, что кембрийские (?) породы метаморфизованы значительно слабее, чем породы его талдинской формации.¹

ОНГУДАЙСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Под наименованием онгудайской формации Ю. А. Кузнецов [2] описал выделенный К. В. Радугиным своеобразный комплекс преимущественно эффузивных пород. Так как установление его возраста даже путем сопоставления с другими районами Горного Алтая в настоящий момент не может быть произведено с желательной точностью, мы здесь сохраняем уже вошедшее в литературу ее название.

Породы онгудайской формации в пределах описываемого района имеют ограниченную площадь распространения. Сравнительно узкая полоса сплошного их распространения была нами прослежена по обоим склонам долины Урсула от устья р. Шүшүкмана до р. Карышканки (рис. 2).

На правом склоне р. Урсула самыми восточными изученными нами выходами онгудайской формации являются обнажения, расположенные на правом склоне р. Карышканки. Здесь обнажаются темносерые и темнозеленые порфириды и чередующиеся с ними песчаники такой же окраски. Эти породы прорваны небольшой гранитной дайкой 195° простирания и мощностью 15—20 м. Ближе к с. Онгудай — на левом склоне р. Карышканки и по правому склону р. Урсула — онгудайская формация почти повсеместно представ-

¹ Не исключена возможность, что отложения, отнесенные к кембрию, окажутся протерозоем, если учесть наличие в них силицилита и сильный метаморфизм. *Прим. редактора.*

лена сильно выветрелыми порфиритами. Среди них у юго-восточного конца с. Онгудай наблюдался ряд прослоев порфириновых туфов и конгломератов. Мощность последних обычно незначительна. В составе галек явно преобладают порфириты онгудайской же формации. Здесь была встречена кварцево-эпидотовая жила мощностью около 2,5 м. Весь комплекс пород онгудайской формации, представленный порфиритами и подчиненными им туфами и конгломератами, прослеживается отсюда дальше к ЗСЗ до левого склона р. Онгудайки. Здесь в единичных прослоях конгломератов галька представлена порфиритами описываемой толщи. В строении цемента принимает значительное участие туфогенный материал. К западу от с. Онгудай — между р. Онгудайкой и р. Шебаликом — строение толщи попрежнему сохраняется. В состав ее, кроме явно преобладающих порфиритов, входят прослои туфогенных конгломератов и песчаников. Последние иногда чередуются со сланцами. Окраска пород, как и раньше, преимущественно серая и темнозеленая; лишь изредка попадаются светлозеленые порфириты с серыми и почти черными вкрапленниками разрушенных плагиоклазов и пироксенов. Следует отметить, что иногда отдельные прослои имеют красноватую окраску.

Аналогичное же строение имеет онгудайская формация и по левому склону р. Урсула. Вблизи с. Онгудай в состав ее входят почти исключительно серые и зеленые порфириты, залегание которых обычно сильно изменчиво. Это можно проиллюстрировать следующими измерениями, произведенными к северу от устья р. Онгудайки на расстоянии 100 м друг от друга: 1) простирание 55° , падение к СЗ 60° ; 2) простирание 320° , падение к СВ 20° . Общее же простирание свиты здесь близко к СЗ. Кроме порфиритов здесь встречаются отдельные прослойки песчаников и конгломератов с галькой онгудайских же порфиритов. Дальше к ЗСЗ описываемая толща прослеживается вдоль р. Урсула до самого устья р. Шушукмана. Здесь несколько восточнее последнего, на 183-м километре Чуйского тракта среди зеленоцветных пород онгудайской формации был найден выход красных силицилитов, аналогичных описанным в кембрийской толще. К сожалению, условия залегания его остались невыясненными.

К СЗ от устья р. Шушукмана, в нижнем течении р. Талды порфириты онгудайской формации выходят не в виде покровов с туфами и конгломератами, а целой серией даек. Мощность последних достигает 10—15 м. Простирание их 330° — 340° , т. е. согласное с простиранием прорванных ими зеленых докембрийских сланцев. Таким образом эти дайки располагаются на продолжении полосы пород онгудайской формации. Следует отметить, что некоторые из даек порфиритов в свою очередь прорваны кварцево-полевошпатовыми жилами.

Кроме того, значительное количество порфиритов онгудайской формации было встречено непосредственно к северу от области сплошного их распространения. Особенно много их наблюдалось в бассейне правых притоков р. Верхней Талды. Здесь они обычно залегают в виде крутопадающих даек, иногда неправильной формы и с довольно непостоянной мощностью; последняя местами превышает 15—20 м. Эти дайки прорывают докембрийскую толщу, представленную чередованием красноцветных и зеленоватых пород. В распределении этих даек наблюдается следующая закономерность: чем дальше от границы сплошного распространения пород онгудайской формации, тем меньше их количество. Примерно, начиная с 1,5 м к северу от контакта (рис. 2), этих даек почти не наблюдается. Совершенно такая же картина наблюдается и в бассейне р. Шушукмана. Здесь также, чем дальше к северу от границы онгудайской формации с докембрийской толщей, тем меньше встречается порфириновых даек.

Изложенный выше материал показывает, что онгудайская формация представляет собой комплекс преимущественно вулканогенных пород. Он сло-

жен главным образом серыми и зелеными порфиритами, которым резко подчинены их туфогенные конгломераты. Кроме того в строении онгудайской формации незначительное участие принимают песчаники и сланцы. С этим комплексом пород, вытянутым узкой полосой вдоль р. Урсула, тесно связаны многочисленные дайки аналогичных по своему составу порфиритов. Последние располагаются или на продолжении указанной полосы, или же непосредственно к северу от нее, в пределах докембрийской толщи. Такое положение их, как нам кажется, довольно определенно указывает, что эти дайки можно рассматривать как подводящие каналы покровов онгудайской формации.

Вопрос о возрасте онгудайской формации в настоящее время не может быть решен положительно. Несомненно лишь то, что эта толща моложе докембрия, прорываемого онгудайскими порфиритами. Не исключена возможность более молодого возраста ее, чем кембрий; однако такое предположение пока ничем не подкреплено. Ю. А. Кузнецов считает возможным сопоставлять ее с тельбесской формацией Кузнецкого Алатау, не давая для этого достаточных доказательств.

Микроскопическое исследование пород онгудайской формации показало, что осадочные породы, входящие в ее состав, образовались существенным образом за счет разрушения онгудайских же порфиритов. Это в достаточной мере подкрепляется нижеследующей краткой характеристикой как вулканогенных пород, так песчаников и сланцев.

Вулканогенные породы. Вулканогенные породы онгудайской формации представлены разнообразными порфиритами и подчиненными им туфами; кроме того местами встречаются туфогенные конгломераты. Почти все указанные породы претерпели сильную зеленокаменную метаморфизацию, что естественно сильно затруднило их изучение.

Порфириты описываемой формации, обладая всегда отчетливо выраженной порфировой структурой, довольно разнообразны. Здесь нами были встречены пироксено-плагиоклазовые и в отдельных случаях кварцевые порфириты. Особого внимания заслуживает наличие отдельных разновидностей порфиритов, богатых вкрапленниками полевых шпатов, нацело превращенных в серицит; количество последнего столь велико, что можно думать об образовании его на месте щелочных полевых шпатов. Кроме таких довольно резких различий в составе порфиритов, имеется существенная разница и в структуре их основной массы. Последняя у одних почти афанитовая, а у других раскристаллизована настолько сильно, что становится близкой к микрогранитовой. Порфириты, обладающие микрогранитовой структурой, в своей основной массе обычно содержат довольно много вторичного кварца.

Благодаря интенсивным процессам зеленокаменного изменения основная масса порфиритов превращена в эпидото-хлоритовый агрегат. В строении его кроме того значительное участие принимает вновь образовавшийся кальцит, а местами и кварц. В некоторых порфиритах наблюдается довольно значительное выделение железорудных минералов. Вкрапленники пироксенов почти повсеместно превращены в эпидот и хлорит. Полевые шпаты обычно настолько сильно сосюритизированы, что определение их становится невозможным. Следует отметить местами сильную кальцитизацию.

Еще больше изменены туфы порфиритов. Последние почти нацело оказались превращенными в эпидото-хлоритовые сланцы. В строении их, помимо хлорита и эпидота, в незначительных количествах принимают участие кальцит, кварц и обломки разрушенных нацело вкрапленников полевых шпатов и железорудных минералов. Последние кроме того местами образуют своеобразные оболочки вокруг зерен хлорита, эпидота и в редких случаях вокруг обломочных зерен кварца. Обычно туфы обладают грубой сланцеватой, бластопсаммитовой или же бластопорфировой структурой.

Нередко в описанную основную массу туфов погружены обломки и хорошо окатанные гальки порфиритов онгудайской же формации. В тех случаях, когда количество их достаточно велико, порода становится типичным туфогенным конгломератом.

Песчаники и сланцы. Песчаники и сланцы в онгудайской формации наблюдаются в очень ограниченном количестве.

Песчаники представлены большей частью мелкозернистыми разновидностями. Цементирующая масса их в значительной степени изменена и представляет собой эпидото-хлоритовый агрегат, в строении которого значительное участие принимает мелко дробленый кварц и мелкая сыпь железорудных минералов. По своей структуре цемент обычно базальный, а местами, благодаря неравномерному насыщению его песчаным материалом, становится стустковым. В составе округло-угловатых песчинок преобладает кварц, реже встречаются полевые шпаты, эпидот и иногда пироксены и хлорит. Местами довольно много обломков железорудных минералов. Часто встречаются обломки сланцев, а в отдельных случаях и нацело разрушенных порфиритов. В отдельных разновидностях песчаников количество эпидота резко повышается.

Сланцы по своему составу аналогичны цементирующей массе описанных песчаников. Слоистость в них выражена нерезко. Почти повсеместно в сланцах присутствует в незначительном количестве песчаный материал, по составу аналогичный встреченному в песчаниках.

Следует отметить, что в отдельных случаях имеет место слабое ороговение и сланцев и песчаников. Благодаря этому зерна кварца срастаются между собой, а структура породы становится бластопсаммитовой, микропйкилитовой.

КУРОТИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Куротинской формацией мы вслед за Ю. А. Кузнецовым называем сложный комплекс эффузивных и терригенных пород. Этот комплекс обнажается в пределах описываемого района на очень ограниченной площади — к западу от р. Куроты и в бассейне рр. Шебалика и Онгудайки (рис. 2).

По р. Онгудайке породы куротинской формации начинают появляться только на расстоянии 2—2.5 км от с. Онгудай. Несколько выше по реке выходят главным образом зеленоватые и серые, местами слоистые песчаники, чередующиеся с туфами кварцевых порфиров. Иногда здесь встречаются отдельные прослои сланцев и внутриформационных конгломератов. Степень метаморфизма песчаников местами довольно высока, на что указывает наличие отдельных разновидностей сланцев с микропйкилитовой и бластопсаммитовой структурой. Залегание песчаников здесь сильно колеблется. Так, несмотря на наличие общего СЗ простирания, иногда простирание песчаников становится меридиональным с падением к востоку под углом 80°. Выше по р. Онгудая количество эффузивов в описываемой толще не снижается, а в ее верховьях наблюдаются почти исключительно туфы кварцевых порфиров, местами сильно рассланцованные.

В среднем течении р. Шебалика, около юго-западной границы района, обнажаются преимущественно кварцевые порфиры и их туфы. Ю. А. Кузнецов на основании наблюдений над ориентировкой флюидальности в фельзитах считает, что здесь эти эффузивы образуют сравнительно пологую антиклиналь, в ядро которой и внедрился небольшой шток щелочного гранита (рис. 2), описание которого дается ниже. Кварцевые порфиры близ контакта с гранитами, благодаря воздействию последних, содержат значительные количества повсеместно присутствующего, обычно мелкозернистого эпидота. Местами же кроме эпидота развивается метасоматическая бесцветная актинолитовая роговая обманка. Так как все эти породы, в том числе и редко

встречающиеся здесь ороговикованные песчаники и сланцы достаточно обстоятельно описаны в работе Ю. А. Кузнецова [3], мы не будем останавливаться на них более подробно. Ниже по р. Шебалику куротинская формация представлена сложным чередованием кварцевых порфиров и их туфов с песчаниками, сланцами и редкими прослоями внутриформационных конгломератов. В 3 км к СВ от выхода щелочного гранита песчаники залегают с простиранием 335° и падением к ВСВ 80° . Здесь же встречена аггломератная лава кварцевого порфира с ясно выраженной под микроскопом флюидалной структурой. Еще ниже по р. Шебалику, почти до самого его устья снова идут разнообразные эффузивы кислого состава, чередующиеся со сланцами и песчаниками. Местами последние прорваны кварцевыми жилами.

Аналогичное строение имеет куротинская формация и в прекрасном разрезе по левому склону р. Урсул, западнее устья р. Курота. Здесь она представлена мощной толщей эффузивных и осадочных пород, имеющей простирание 335° и крутое падение к ЗЮЗ. В состав ее близ устья р. Курота в значительном количестве входят серые и зеленоватые кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и фельзиты. С ними чередуются иногда мощные прослои туфов такого же состава. Кроме того здесь часто встречаются прослои разнообразной мощности серых и темносерых песчаников и сланцев. Последние обычно характеризуются черной окраской. Изредка можно наблюдать отдельные тонкие прослои внутриформационных конгломератов.

В крайней западной части этого разреза песчаники и сланцы явно преобладают над эффузивными породами.

Приведенный выше материал, как нам кажется, позволяет составить довольно ясное представление о строении описываемой толщи. Это—сложный комплекс разнообразных пород, смятых в довольно крутые складки СЗ простирания. В состав его входят многочисленные кислые эффузивы и их туфы, чередующиеся с многочисленными прослоями песчаников и сланцев. Судя по разрезу р. Урсула, последние слагают собой почти всю верхнюю часть толщи, тогда как кварцевые порфиры и их туфы явно преобладают в нижней ее части.

Просмотр шлифов этой толщи показал, что здесь имеются нижеследующие типы пород.

С л а н ц ы куротинской формации довольно разнообразны. Большей частью они образовались за счет перекристаллизации глинистых пород. Среди них наряду с разновидностями, сложенными почти не перекристаллизованным пелитовым материалом, имеются сланцы, в строении основной массы которых принимают участие серицит и незначительные количества кальцита и мелко дробленого кварца. В последних пелитовый материал сохранился лишь местами. Описанная основная масса сланцев, как правило, обладает отчетливой микрослоистостью. К ней местами примешивается незначительное количество мелких песчаных зерен кварца и полевых шпатов, которые распределяются в породе крайне неравномерно.

В этой же толще была встречена оригинальная разновидность сланца, характеризующегося микропйкилитовой структурой. Основная масса его сложена агрегатом сравнительно крупных (до $0.4-0.5$ мм), сильно вытянутых в одном направлении зерен кварца, в которую включено значительное количество очень мелких (около 0.01 мм) зернышек эпидота и других минералов. В основной массе имеются вкрапленники кварца и ортоклаза, переходящего в пертит и даже антипертит. Наличие этих вкрапленников говорит о том, что данная порода образовалась за счет преобразования кварцевых порфиров, принадлежащих, как это мы увидим из дальнейшего, к куротинской формации. Кроме того, в отдельных случаях эффузивы превращены в агрегат, состоящий из кварцевых и полевошпатовых зерен, пронизанный рядом чешуек серицита и хлорита. Количество последних

местами довольно значительно. Иногда к ним присоединяется эпидот. В этих разновидностях вкрапленники кварца обычно разрушены, изменили свои очертания и приобрели агрегатное угасание.

Песчаники и конгломераты. Эти породы большей частью мелкозернисты; значительно реже среди них встречаются грубозернистые разновидности.

Цементирующая масса песчаников аналогична по своему составу описанным выше сланцам. В основном она сложена пелитовым материалом, в различной степени перекристаллизованным. В некоторых разновидностях пелитовый материал нацело превращен в серицит и реже в хлорит. Почти повсеместно в строении ее принимает участие незначительное количество мелко дробленого кварца и кальцита. Содержание последнего иногда значительно повышается.

Песчаный материал большей частью представлен округло-угловатыми зернами 0.1—0.3 мм размером. Среди них резко преобладает кварц; значительно меньше содержание полевых шпатов. Кроме того здесь изредка встречаются небольшие зерна эпидота, чешуйки хлорита и обломки железорудных минералов. Распределение песчаного материала в цементирующей массе обычно неравномерное.

Следует отметить, что метаморфизация песчаников, так же как и сланцев, очень неравномерна. Здесь на ряду со слабо раскристаллизованными разновидностями имеются ороговиконные, обладающие бластописаммитовой микропиклитовой структурой, очень сходной со структурой вышеописанных рассланцованных кварцевых порфиров.

На описании конгломератов мы не останавливаемся, так как цемент их представляет собой песчаную породу, аналогичную только что описанной, и в составе галек имеются почти исключительно породы куротинской же формации.

Эффузивные породы. В состав куротинской формации они входят в значительном количестве в виде кварцевых порфиров, фельзитпорфиров, фельзитов и их туфов. Этот комплекс пород был подвергнут специальному рассмотрению Ю. А. Кузнецовым в его статье [3], посвященной описанию щелочных гранитов. Поэтому здесь дается краткая их характеристика.

Кварцевые порфиры, обладающие микрофельзитовой структурой основной массы, содержат местами значительное количество оплавленных и частью деформированных вкрапленников кварца, альбит-олигоклаза и ортоклаза, почти повсеместно переходящего в пертит и даже антипертит. Количество щелочных шпатов во вкрапленниках обычно очень значительно. В строении основной массы кварцевых порфиров принимают участие кроме кварца полевые шпаты и нацело хлоритизированный биотит.

Химический состав их довольно своеобразен, что хорошо видно из анализа (обр. 1636а), приведенного Ю. А. Кузнецовым [3]:

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	77.53	12.91	K ₂ O	5.56	0.60
TiO ₂	0.09	0.01	Na ₂ O	1.82	0.30
Al ₂ O ₃	10.66	1.5	H ₂ O	0.21	
Fe ₂ O ₃	0.39	0.02	P ₂ O ₅	0.08	
FeO	1.20	0.16	S	0.02	
MnO	0.02		Потери при прок.	1.27	
MgO	0.27	0.07			
CaO	0.96	0.17			
			Сумма . . .	100.08	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.2 \text{ RO}; \text{R}_2\text{O}_3; 12.0 \text{ SiO}_2;$$

$$\alpha = 5.6; \beta = 18; \frac{\text{R}_2\text{O}}{\text{RO}} = \frac{2.2}{1}.$$

Фельзит-порфиры и фельзиты от кварцевых порфиров отличаются или незначительным количеством вкрапленников, имеющих небольшой размер, или же полным их отсутствием. Структура их обычно микрофельзитовая, иногда со слабо выраженной флюидалностью. В строении их принимает участие кварц, полевые шпаты, хлорит и эпидот. В отдельных разновидностях имеется довольно значительное количество мелких кристалликов магнетита.

Кроме описанных пород в значительном количестве встречаются туфы кварцевых порфиров. Они характеризуются сланцеватым сложением и местами довольно значительной примесью терригенного материала, представленного главным образом кварцем и реже полевыми шпатами. В отдельных случаях встречаются (см. выше) аггломератные лавы, обладающие ясно выраженной флюидалной структурой. Состав этих пород полностью отвечает составу только что описанных кварцевых порфиров и фельзитов.

Следует отметить, что эффузивы местами очень сильно рассланцованы и перекристаллизованы. Указанные изменения иногда настолько интенсивны, что теряется всякая возможность установить, были ли это покровы кварцевого порфира или же его туфы. Такие разновидности пород нами описаны выше в группе сланцев.

Изложенная краткая характеристика пород, как нам кажется, вполне определенно указывает, что отмеченные изменения пород очень неравномерны и потому не могут рассматриваться как результат регионального метаморфизма. Наличие более молодой интрузии щелочных гранитов и отдельных кварцево-полевошпатовых жил, рвущих куротинские порфиры (на р. Урсуле), дает указание, что здесь сказалось главным образом воздействие кислых интрузий; местами же кроме того имелся довольно ясно выраженный динамометаморфизм.

Возраст этой толщи не поддается точному установлению, тем более, что контакт ее с соседними толщами мы не наблюдали. Однако можно думать, что она является самой молодой из всех описанных. Основанием для этого заключения являются указания Ю. А. Кузнецова [2] на прорывание онгудайской формации куротинскими порфирами, а также на то, что куротинская формация «иногда имеет нормальные трансгрессивные контакты с онгудайскими порфиритами».

Вопрос о возрасте куротинской формации указанный исследователь решает более определенно, относя ее к среднему девону, согласно находкам в ее верхних горизонтах фауны, списка которой он однако не дает [2]. Эта фауна в пределах изученной площади нами не была найдена, несмотря на внимательный просмотр ряда обнажений и в том числе прекрасного разреза по р. Урсулу западнее устья р. Куроты. В более поздней работе Ю. А. Кузнецов [3], относя рассматриваемую толщу к среднему девону, уже совершенно не упоминает о наличии фауны и называет ее куротинской формацией, хотя, казалось бы, особой необходимости в этом новом названии не имеется, если есть среднедевонская фауна.

Все это заставляет нас относиться к этому вопросу очень осторожно и оставить за описываемой толщей предложенное Ю. А. Кузнецовым [3] название куротинской формации, откладывая установление ее возраста для дальнейших исследований, основной задачей которых должно стать подтверждение наличия среднедевонской фауны.

Щелочные граниты были нами встречены в среднем течении р. Шебалика, на ее левом склоне (рис. 2), в виде небольшого штока, прорывающего куротинскую формацию, которая здесь, по данным Ю. А. Кузнецова [3], сложена в антиклинальную складку. Довольно подробное описание этого массивчика дано Ю. А. Кузнецовым, изучившим его значительно детальнее, чем мы. Поэтому здесь дается краткая характеристика его, по-

скольку это необходимо для полного освещения всего обследованного нами района.

Щелочные граниты представляют собой светлосерые или желтоватые, иногда порфированные породы. Структура их очень изменчива: в этом массиве встречаются связанные постепенными переходами как гипидиоморфные, так и микропегматитовые разновидности.

Основными составными компонентами гранита являются кварц (30—40%), пертит (составляющий свыше половины породы), рибекит и олигоклаз. Кроме того, почти всегда присутствует незначительное количество эгирина, сфена и магнетита. Следует отметить сильную пертитизацию полевых шпатов, которые местами имеют антипертитовый характер.

Химический состав их довольно своеобразен, что видно из рассмотрения следующего анализа (обр. 1639к), приведенного Ю. А. Кузнецовым:

	Вес. %	Молек. колич.		Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	75.80	1263	K ₂ O	4.28	046
TiO ₂	0.18	002	Na ₂ O	3.43	056
Al ₂ O ₃	10.03	098	H ₂ O	0.16	
Fe ₂ O ₃	2.58	016	P ₂ O ₅	0.06	
FeO	2.52	035	S	0.02	
MnO	0.09	001	Потери при прок.	0.62	
MgO	следы				
CaO	0.37	007	Сумма	100.15	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.2 \text{ RO}; \text{R}_2\text{O}_3; 11.1 \text{ SiO}_2;$$

$$\alpha = 5.3; \beta = 18.2; \frac{\text{R}_2\text{O}}{\text{RO}} = \frac{3.3}{1.2}.$$

Сравнительно большое сходство химического и минералогического состава щелочных гранитов и эффузивов куротинской формации (см. выше) дало возможность Ю. А. Кузнецову [3], видимо не безосновательно, наметить тесную генетическую связь между ними.

Контактовое воздействие описываемого гранита на породы куротинской формации не сильное. Его наиболее характерная особенность заключается в появлении мелких зерен эпидота и метасоматической бесцветной актинолитовой роговой обманки в ороговикованных породах кровли.

Возраст этой интрузии — более молодой, чем куротинской формации, также не может быть определен с желательной полнотой; но отмеченная связь щелочных гранитов с эффузивами куротинской формации дает некоторые основания думать, что эти граниты немного моложе эффузивов.

Гранодиорит располагается в крайнем юго-восточном углу изученной площади на обоих берегах р. Урсула в виде небольшого массива, который прорывает докембрийскую толщу. Лучшее обнажение гранодиорита находится на левом берегу р. Урсула, выше устья р. Улету.

По внешнему виду гранодиориты представляют собой среднезернистые зеленоватые породы. В свежем изломе на чуть желтоватом фоне кварца и полевых шпатов видны многочисленные темнозеленые пятна амфибола и биотита.

Гранодиорит обладает обычной гипидиоморфнозернистой структурой с нормальной последовательностью выделений минералов. Главными минералами являются плагиоклаз, ортоклаз, кварц, роговая обманка и биотит. Количественные соотношения их видны из следующих данных (в %):

Шлиф 576

Плагиоклаз	58
Ортоклаз	7
Кварц	24
Роговая обманка	3
Биотит	8

Плагиоклаз образует обычно небольшие кристаллы табличатой формы; обычно зонален. Границы между зонами большей частью нерезкие. Состав внутренних зон определяется № 35. Он почти повсеместно слабо замутнен; местами по плагиоклазу развивается серицит в сочетании с эпидотом.

Ортоклаз представлен слабо замутненными кристаллами неправильных очертаний. Участками переходит в микропертит.

Кварц заполняет промежутки между ранее выделившимися минералами и обычно разбит немногочисленными трещинками. Иногда выполняет коррозионные углубления в полевых шпатах. В отдельных участках количество его заметно повышается.

Зеленая роговая обманка ($cNg=16^\circ$) образует сильно вытянутые, нередко сдвойникованные кристаллы, рассеянные в значительном количестве по породе; местами она переходит в биотит. Кроме того, биотит часто развивается самостоятельно в виде небольших листочков с буроватыми цветами плеохроизма. Так же как и роговая обманка, он обычно ассоциируется с незначительными выделениями магнетита.

Из минералов-примесей, кроме магнетита, следует отметить наличие отдельных кристалликов апатита очень незначительных размеров.

Вторичные минералы представлены уже отмеченными выше серицитом и эпидотом. Последний развивается иногда по биотиту и в очень редких случаях по роговой обманке. Местами он имеет синюю аномальную интерференционную окраску.

Вопрос о возрасте описанного гранодиорита может быть решен только косвенным путем. Такую возможность дает наличие генетически связанного с ним кварцево-диоритового порфирита. Последний прорывает онгудайскую формацию на правом склоне р. Карышканки дайкой в 15—20 м мощностью с простиранием в 195° . Связь двух этих пород нам кажется довольно отчетливо вытекает из очень большого сходства их минералогического состава, что видно из следующего описания кварцево-диоритового порфирита.

Кварцево-диоритовый порфирит имеет ясно выраженную гранит-порфировую микроструктуру.

Вкрапленники, размер которых обычно не превышает 0.8—0.9 мм, местами составляют свыше 50% породы. Они представлены главным образом табличатыми кристаллами плагиоклаза, почти нацело превращенного в эпидото-серицитовый агрегат. Довольно много удлинённых вкрапленников зеленой роговой обманки ($cNg=16^\circ$), обычно сдвойникованной. По ней нередко развивается эпидот, реже хлорит. Последний обладает синей аномальной интерференционной окраской. Роговая обманка местами слабо корродирована, причем коррозионные углубления в ней выполняются плагиоклазом и кварцем. В некоторых случаях можно наблюдать отдельные сильно оплавленные вкрапленники кварца.

Основная масса описываемой породы имеет микрогранитовую структуру и состоит из зерен размером около 0.05—0.07 мм. В состав ее входят кварц, полевые шпаты и очень незначительное количество нацело хлоритизированных темноцветных минералов. Плагиоклазы здесь обычно также разрушены. Часто они затронуты довольно интенсивной эпидотизацией.

Следует отметить наличие отдельных зерен магнетита, ассоциирующегося и с основной массой и с вкрапленниками роговой обманки.

Указанная выше связь между гранодиоритом и кварцево-диоритовым порфиритом подтверждается кроме того наличием кварцевого диорит-порфирита, занимающего промежуточное положение между двумя описанными породами. Он выходит на левом склоне р. Улету в 1 км от устья.

Кварцевый диорит-порфирит обладает гранит-порфировой структурой. Последняя здесь выражена менее отчетливо, чем в кварцево-диоритовом порфирите. Это имеет место благодаря тому, что микрогра-

нитовая основная масса сложена сравнительно крупными кристаллами, размер которых местами достигает 0.1 мм. Они представлены идиоморфными кристаллами кварца, часто сдвойникованной зеленой роговой обманкой, биотитом и плагиоклазами. Последние обычно почти нацело превращены в эпидотово-серицитовый агрегат. В ряде участков породы промежутки между роговой обманкой и плагиоклазами выполнены кварцем. Последний часто образует крупные зерна пойкилитовой структуры, переполненные кристаллами роговой обманки и плагиоклазов основной массы.

Вкрапленники, имеющиеся в сравнительно незначительном количестве, обычно обладают размером около 0.4 мм. Они представлены нередко двойниками зеленой роговой обманки (сNg-15°). Кристаллы ее обычно сильно корродированы. Кроме того довольно значительное количество вкрапленников представлено плагиоклазами. Последние почти нацело превращены в серицито-эпидотовый агрегат. Очень редко присутствуют единичные агрегатно гаснущие вкрапленники кварца.

Таким образом кварцевый диорит-порфирит занимает промежуточное положение между вышеописанными породами. С гранодиоритом он сближается аналогичным минералогическим составом, отличаясь по своей структуре. С кварцево-диоритовым порфиритом он имеет очень сходную структуру, но несколько отличается по своему минералогическому составу присутствием биотита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее древними отложениями, развитыми в изученном районе, является мощный комплекс разнообразных терригенных образований докембрийского (?) возраста. В состав его входят различные сланцы и песчаники, а также отдельные тонкие прослои внутриформационных конгломератов. Окраска пород преимущественно зеленая, а в ряде линзовидных прослоев вишнево-красная. На р. Нижней Талде среди этой толщи имеется выход пласта своеобразного внутриформационного конгломерата мощностью 7—8 м, сложенного чуждыми описываемому району породами.

Весь этот сложный комплекс Ю. А. Кузнецовым разделялся на три формации—талдинскую, зелено-фиолетовую и пестроцветную. Но, как показали наши исследования, комплекс пород, выделенный им в пестроцветную формацию, самостоятельного стратиграфического значения не имеет, а залегает отдельными прослоями среди остальных пород вышеупомянутого комплекса. Так же обстоит вопрос и с выделенной Ю. А. Кузнецовым зелено-фиолетовой формацией. Возможность того, что последняя является составной частью более крупного комплекса пород, в состав которого входит и талдинская формация, отмечает и сам автор. Он говорит: «Не исключена возможность поэтому, что талдинская формация может представлять собой нижние горизонты зелено-фиолетовой формации». Поэтому мы считаем, что разделение указанного комплекса пород, как это делает Ю. А. Кузнецов, на три формации, имеющие самостоятельное стратиграфическое значение, нельзя признать правильным. Всю эту толщу надлежит рассматривать как единый стратиграфический комплекс.

Возраст ее может быть выделен только путем сопоставления с аналогичными толщами соседних, лучше изученных районов. Таковой является (см. стр. 106, 117, 141) только докембрийская кутень-булукская свита Айгулакского хребта, которая имеет очень близкий литологический состав, примерно аналогичную мощность и сходные соотношения с более молодой толщей, отпосимой в обоих случаях к кембрию. Кроме перечисленного, на правильность этого сопоставления указывает наличие своеобразных конгломератов в р. Нижней Талде, так как аналогичные же образования имеются и в кутень-

булукской свите Айгулакского и Курайского хребтов, описанные в работе А. Н. Чуракова как морские тиллиты. Следует отметить, что эта толща и в Чибитском р-не также была разделена на зелено-фиолетовую и пестроцветную формации. Однако работы этого года, результаты которых изложены выше А. Н. Чураковым, привели к аналогичному выводу, ибо и там обе формации не имеют самостоятельного стратиграфического значения, представляя собой единый комплекс. Тем самым еще раз подтверждается наша мысль о тождественности обеих свит, хотя утверждать это безоговорочно не позволяет отсутствие в Онгудайском р-не силицилитов, характерных для кутеньбулукской свиты Чибитского р-на.

Вдоль северо-восточной границы изученной территории на докембрийской толще без углового несогласия залегает толща светлосерых мраморов, чередующихся преимущественно с зелеными сланцами и песчаниками. Ю. А. Кузнецовым она относится к кембрию, что подтверждается аналогичным литологическим составом ее и кембрийской толщи Чибитского р-на. Существенно важно появление в кембрии Онгудайского р-на прослоя вишнево-красного силицилита, повидимому органогенного происхождения. Это не является противоречием кембрийскому возрасту толщи, так как по сообщению А. Н. Чуракова на восточном склоне Кузнецкого Алатау среди заведомо кембрийских известняков им были найдены розовые силицилиты с ясно выраженной слоистостью.¹

Более молодыми, чем только что охарактеризованные, являются две формации, располагающиеся в юго-западной части района, возраст которых неясен. Одна из них, получившая название онгудайской формации, сложена разнообразными порфиритами с явно подчиненными им туфами, туфогенными конгломератами, песчаниками и сланцами. Последние, судя по данным микроскопического исследования, образовались существенным образом за счет разрушения эффузивов онгудайской же формации, которые часто прорывают располагающиеся севернее докембрийские породы. Сильная вытянутость этой толщи, сложенной почти исключительно покровами, заставляет думать, что излияния их возможно связаны с зоной разлома, протягивающейся через весь район вдоль р. Урсула.

Самой молодой из изученных нами формаций является куротинская, сложенная кварцевыми порфирами, фельзитами и их туфами. Кроме того довольно значительное участие в ее строении принимают песчаники и сланцы с редкими прослоями внутриформационных конгломератов. По данным Ю. А. Кузнецова порфиры куротинской формации прорывают расположенные северо-восточнее онгудайскую и докембрийскую толщи, что указывает на ее более молодой возраст.

Тектоника рисуется нам в следующем виде. Основным тектоническим элементом района является докембрийская толща, смятая в ряд крутых симметричных складок СЗ простирания.

На северо-восточном крыле наиболее удаленной от р. Урсула складки на докембрийской толще без углового несогласия залегает круто падающий к СВ кембрий. Вдоль р. Урсула докембрий, видимо по зоне разлома, сменяется существенно эффузивной онгудайской формацией. Однако близ устья р. Шушукмана среди порфиритов последней имеется небольшой выход силицилитов, не отличимых от кембрийских. Если это — действительно кембрийский силицилит, то кембрийская толща образует крупную антиклиналь того же СЗ простирания, в ядре которой выходят смятые в крутые складки докембрийские отложения.² Юго-западнее располагается область развития

¹ Это — единственная находка в осыпях среди кембрийских известняков на восточном склоне Кузнецкого Алатау, причем мощность пласта не больше 20 см.
Прим. редактора.

² После начала формирования упомянутой антиклинали, видимо на зоне разлома и произошло излияние онгудайских эффузивов.

самой молодой формации — куротинской, также смятой в крутые складки СЗ простирания. Не исключена возможность, что во время сжатия куротинской толщи шло дальнейшее развитие намеченной антиклинали кембрийских пород.

В одной из антиклинальных складок, сложенной породами куротинской формации, имеется небольшой шток щелочных гранитов, внедрившийся из магматического очага, который видимо являлся общим и для ранее излившихся эффузивов куротинской формации и для щелочных гранитов. Внедрение его, судя по наличию кристаллизационной сланцеватости, шло одновременно с развитием прорванной им складки.

Кроме того, в юго-восточном углу описываемого района имеется небольшой интрузив гранодиорита, жильные фации которого рвут онгудайскую формацию. Но, к сожалению, соотношения его со щелочными гранитами и с куротинской формацией остались невыясненными.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Горностаев Н. Н. Геологическое строение юго-востока Алтая. 1937. (Рукопись.)
2. Кузнецов Ю. А. Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., вып. 1, 1936.
3. Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., вып. 4, 1937.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Труды Ойротской комплексной экспедиции. Геология, т. I. 1941

К. В. РАДУГИН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧЕМАЛЬСКОГО ЛИСТА ГОРНОГО
АЛТАЯ

ВВЕДЕНИЕ

В данном очерке автор дает некоторые результаты своих наблюдений в северной части Горного Алтая, главным образом по стратиграфии кембрия и докембрия. Эта площадь дальше называется для краткости Чемальским листом по наименованию Чемала, наиболее крупного и культурного его центра (рис. 1).

С Чемальским р-ном Алтая я впервые ознакомился в 1930 г., когда выполнял с четырьмя коллекторами¹ поручение Западно-Сибирской секции Геологического комитета по 10-верстной съемке и заснял часть этого листа на запад от Катуня. Это поручение было рассчитано на 3 года. Однако уже в следующем 1931 г. продолжение этих работ не состоялось, и в Чемальский лист я попал лишь в 1932 г., возвращаясь после работы в юго-восточном Алтае. Наконец, в 1937 г. я имел возможность принять участие в Ойротской комплексной экспедиции Академии Наук СССР, руководителем геологического отряда которой был А. Н. Чураков. При этом моим заданием было уточнить основные элементы стратиграфии изученной мною части Чемальского листа в течение 1-2-месячной полевой работы. Эта последняя работа и послужила основным материалом настоящего отчета, в котором однако получили отражение и прежние данные автора, поскольку они сохранили свою ценность, а также отчеты других геологов [9, 25 и др.].

Методика работы при исследовании Чемальского листа включала все обычные методы геологической съемки, в частности прослеживание геологических границ по простиранию, а кроме того и некоторые новые методы [29; 35, стр. 26—46]. Правда, густота маршрутов в западной части планшет (к западу от меридиана 86° в. д.) значительно больше, чем это требовалось при прежней 10-верстной съемке (через 1—2 км вместо обычных 10 км). Зато в восточной части Чемальского листа, т. е. к востоку от Катуня, где площадь в два раза больше, маршруты были много реже; здесь есть участки с расстоянием между соседними маршрутами в 20 км и более. Поэтому результаты здесь менее удовлетворительны, а геологическая карта неточна даже для масштаба 1 : 500 000. Если и для этой части мы решаемся дать схематическую геологическую карту масштаба 1 : 500 000 с весьма приближенными границами, то лишь потому, что она все же является заметным шагом вперед по сравнению с картами проф. С. А. Яковлева и В. П. Нехорошева. В этой части карта составлена местами даже с помощью наблюдения за составом галек притоков главных рек, а также и геоморфологических наблюдений за границами крупных плутонов. Главные же осадочные формации, имеющие в масштабе 1 : 500 000 заметную ширину и протягивающиеся

¹ Студенты Томского университета А. А. Иванов, Ю. А. Краснов, З. Н. Покровская и Н. М. Филимонов.

ся на десятки километров по простиранию, едва ли были пропущены, тем более, что у некоторых из них границы были прослежены по простиранию.

В 1937 г., поскольку работы носили тематический характер, исследования были направлены не столько на картирование, сколько на решение отдельных вопросов. При этом детальное геологическое картирование наиболее важных участков в довольно крупном масштабе было лишь средством для углубленной разработки поставленных вопросов геологии района.

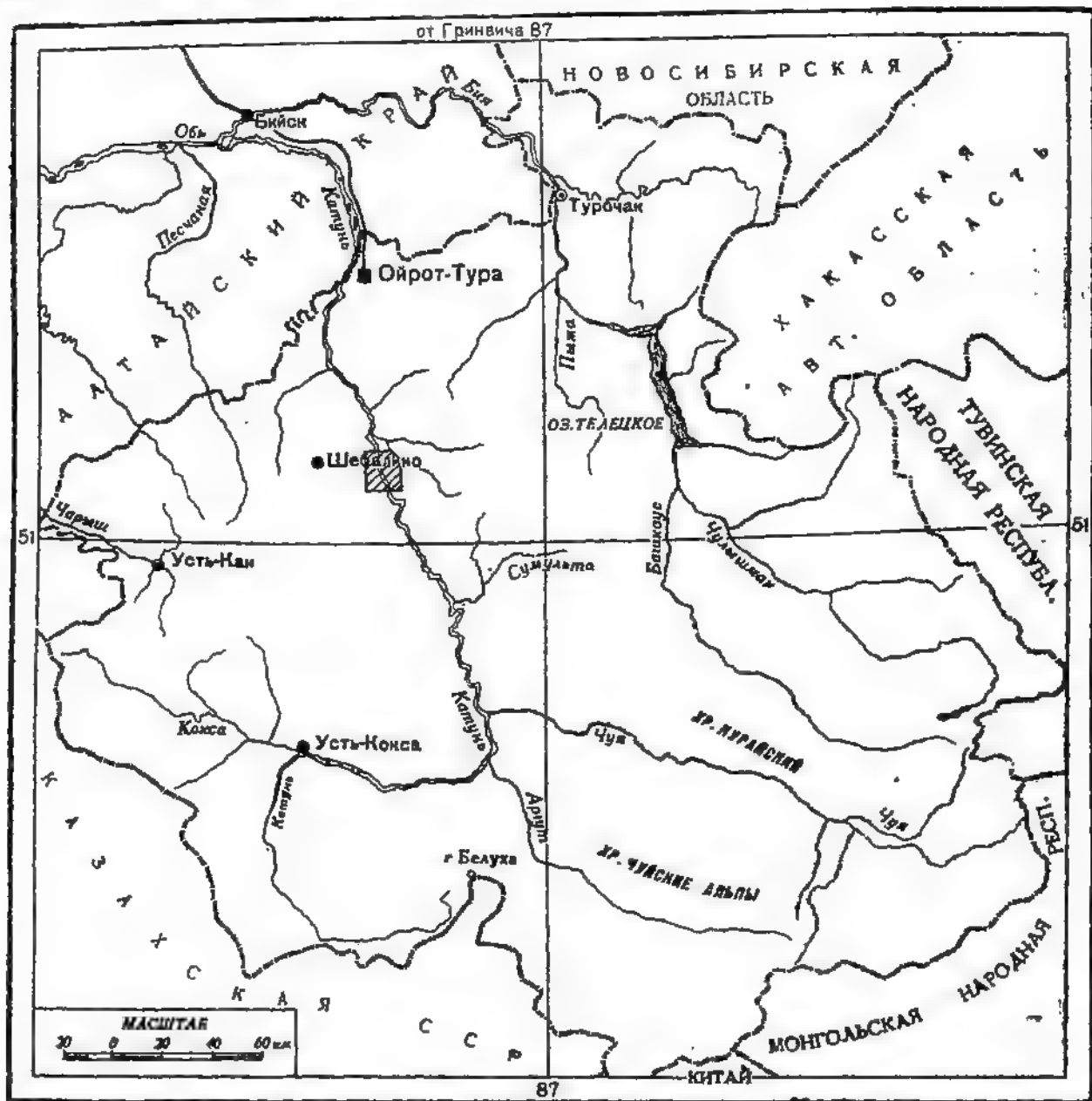


Рис. 1. Горный Алтай. Заштрихована площадь, исследованная К. В. Радугиным.

Обзор прежних исследований Чемальского листа за недостатком места заменяется здесь лишь кратким перечнем их. Отметим скудные и отрывочные сведения о районе у Ледебура (1826), Гельмерсена (1840), Семянникова (1843) и Чихачева, приведенные акад. В. А. Обручевым в его труде об истории изучения Сибири [48].

В 1914 г. Алтай посетил акад. В. А. Обручев, давший известные статьи по оледенению и тектонике Алтая [19, 20, 22]. Установленная им чуйская формация продолжается и в описываемый район. Этому ученому принадлежит первое открытие девонских окаменелостей в описываемом районе, близ дер. Туекты [23, 24].

С 1906 г. Алтай в районе к востоку от Катунь исследовался проф. С. А. Яковлевым [37], а затем при составлении 40-верстной карты Алтая — В. П. Нехорошевым [18].

В 1930 г. были проведены исследования автора в пределах Чемальского листа к западу от Катуня, в результате которых был представлен отчет с 10-верстной геологической картой [28]. Из наблюдений, сделанных автором к востоку от Катуня в 1930—1932 гг., следует отметить признаки оруденения в бассейне Чемала, находку археоциат на этой речке и у дер. Еланды, открытие коралловой фауны к северу от Сумульты, близ ее устья, и находку девонской (вероятно среднедевонской) фауны брахиопод и кораллов в бассейне Улу-су, притока Кадрина. В этой работе впервые устанавливается в районе докембрий.

В 1935—1936 гг. провел интересные геологические исследования Алтая проф. Ю. А. Кузнецов [9], уточнивший карту Онгудайского р-на и выделивший там три самостоятельные разновозрастные формации, из них две новые—зелено-фиолетовую, каракудюрскую—и наиболее древнюю—талдинскую толщи.

В 1935—1936 гг. были проведены весьма успешные исследования стратиграфии и тектоники Алтая старшим геологом Б. Ф. Сперанским и его сотрудниками. Эти исследования осветили в частности геологию Еландинского р-на; для него была составлена детальная геологическая карта в масштабе 1 : 42 000. С отчетом об этих исследованиях автор, к сожалению, не мог ознакомиться.

Далее отметим еще исследования Ю. В. Пинуса, проведенные в 1936 г. на обширной площади к востоку от Катуня, в области Чемальского листа [25].

Наконец, обзор исследований Чемальского листа можно закончить указанием на недавние работы Академии Наук СССР. Они коснулись и Чемальского листа, в северной части которого провел наблюдения А. П. Лебедев, представивший отчет с ценным описанием пород и схематическую петрографическую карту с пропуском девонских эффузивов (по р. Кубе) и других формаций.

В заключение отметим лишь состояние изученности к 1937 г. Даже по этим первым неполным данным Чемальский лист Горного Алтая представляется весьма сложным районом с множеством осадочных, метаморфических и изверженных формаций, со сложной тектоникой и длинной историей развития, начиная от кембрия и до современной эпохи. Естественно было полагать, что эта сложность не есть результат односторонних представлений различных исследователей и что в действительности геологическое строение и состав Чемальского листа окажутся еще богаче и многообразнее. Подтверждением этому служит настоящая работа автора, представляющая слабую попытку показать многогранность геологии этого интересного куска земной коры.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК¹

Вопросы геоморфологии района автор не может здесь осветить за недостатком места. Попытаемся охарактеризовать хотя бы несколькими штрихами рельеф района. Это — сильно рассеченная трогами и речными долинами горная страна с высотами от 450 м (уровень Катуня) до 2667 м, с острыми гребнями, крутыми склонами и гораздо менее с остатками эквиплена, над которыми возвышаются останцы и утёсы [36], часто в виде башен, зубцов, пирамид. Плоские водоразделы уцелели близ главных водоразделов, куда горные долины добрались в своем развитии еще не везде или не успели уничтожить древние неглубокие долины и плоские междуречные

¹ Геоморфологический очерк в более полном виде изложен в рукописном экземпляре отчета, который хранится под тем же заглавием в архиве СОПС и в библиотеке Геолого-географического отделения Академии Наук СССР. *Прим. редактора.*

пространства высокогорной тундры с ее тощей растительностью, полигональными почвами, с ее царством холода и морозного выветривания.

Детали ландшафта водоразделов и склонов обычно обязаны морозному выветриванию, эрозии и селективности денудации. Таковы, кроме упомя-



Рис. 2. Долина Катунь немного выше дер. Еланды.

нутых, высокогорные террасы, каменные моря и реки, каровые озера и кары, гребни известняков, доломитов, силицилитов и дайковых пород, спускающихся и на склоны.

Речная сеть Чемальского листа довольно сложна. Очень многие долины Катунь (Урсул, Куба, Чемал, Эджиган, Малая и Большая Сумульты, верховья Бертки, Аппикты, Каспы, Тыткескена и др.) являются субсеквентными, отражая через селективность денудации пикативные и дизъ-



Рис. 3. Катунь выше Чемала.

конктивные структуры. Вот почему господствующими типами речной сети в Чемальском листе являются решетчатый, прямоугольный и угловатый.

Катунь, это — красивейшая, многоводная, быстрая горная река, то спокойно, то по быстринам и порогам бегущая среди скалистых и галечниковых островов и террас (рис. 2). Местами почти отвесные бомы с большой высоты спускаются к аквамаринным водам Катунь; в других местах она

сравнительно спокойно течет в отвесных щеках, например у Чемала (рис. 3). Обычно безлесные склоны долины, имеющие нередко характерную форму треугольников, своими голыми скалами, летом дышащими зноем и придающими несколько мрачный колорит ландшафту, поднимаются на сотни метров над террасированным дном долины и его пашинами и ковыльной степью. Не касаясь террасовидных очень высоких уступов на водораздельных гребнях между притоками Катуня, где угадываются остатки более широких, корытообразных древних долин р. Катуня, отметим ее террасы.

По неполным наблюдениям автора, долина Катуня в Чемальском листе имеет не менее 14, а скорее всего не менее 17 террас со следующими высотами над уровнем Катуня (в метрах): 1; 4—6; 10; 12—14; 15—16; 17.5—20; 23—27; 29—30; 32; 35—36; 40—45; 48—56; 60—70; 100; 140—145; 170—187; 208. Этот вывод основан на многих наблюдениях, в частности на том, что даже в одном поперечном сечении левого берега Катуня у дер. Еланды (рис. 4) насчитывается 8 высоких террас (от 23 до 208 м), а близ устья Сумуль-



Рис. 4. Дорога из Чемала в дер. Еланду.

ты 8 низких (от 5.5 до 50 м) и одна высокая (140—145 м, с цоколем в 110 м). Кроме аккумулятивных террас, отмечено не менее 8 скульптурных, с высотами в 16—18; 24—25; 28.5—30; 45—55; 68—73; 110; 208—213 и 234 м. Большое число террас Катуня свидетельствует о большой сложности истории формирования ее долины. Если даже считать, что некоторые террасы являются местными, все же они для такой большой реки, как Катунь, свидетельствуют о весьма крупном и неместном событии, например о запруживании ее боковым ледником, т. е. об оледенении, ибо такие случайные явления, как конуса выноса, сили и т. п., не могли играть серьезной роли в жизни столь мощной реки. Даже обвалы не приходится принимать во внимание, так как слишком широка долина, а склоны долины относительно невысоки; да и следов таких обвалов нет ни по склонам, ни в долинных отложениях.

Долины больших и малых притоков Катуня имеют немало любопытных черт, но ради краткости мы остановимся лишь на вопросах оледенения. Следы неоднократного обширного оледенения района отчетливо видны в эрратических валунах в троговых долинах, карах, ледниковых озерах и в довольно часто встречающихся моренах; морены видны, например, по р. Каспе (рис. 5) в 10 км от ее устья и в 500 м над Катунью, а также по рч. Чемалу и Богужлаку (притоку Катуня). Так, гранитные валуны на водоразделе, сложенном докембрийской карбонатной толщей близ юго-

восточного угла Чемальского листа, доказывают покровное оледенение, которое распространялось сюда до известного предела из юго-восточного Алтая.

Кроме этого оледенения район испытал еще две эпохи оледенения, когда долинные ледники образовали двухъярусный трог в верховьях Чемала. Долинный ледник спускался и по Катунь, в которой встречаются эрратические валуны. Так, против устья Бертки на поверхности моренных выходов сланцев виден огромный (диаметром около 10 м) валун кембрийской порфиритовой формации. Затем на левой стороне Катунь в ее террасовых отложениях встречаются гранитные валуны диаметром в 4—5 м. Конечно, подобные валуны не могли быть принесены Катунью, что подтверждается и размерами гальки и валунов ее современного русла. Наконец, ниже Чемала



Рис. 5. Долина рч. Каспый выше дер. Каспый; вдали — ороктойские мраморы.

в искусственном разрезе наблюдались крупные серые косые слои, очевидно принадлежащие дельтовым осадкам подпруженного озера. Но все эти факты можно объяснить деятельностью боковых ледников, которые не только доходили до Катунь, но и распространялись на некотором расстоянии вдоль нее, причем конец этих ледников находился на уровне не выше 450 м над морем.

Следы трех оледенений, испытанных описываемым районом, не менее ясно видны в соседней юго-восточной части Алтая. Там, в системе р. Кувадру (левого притока Башкауса) два оледенения альпийского типа доказываются двухъярусными трогами и разрезами рыхлых толщ. Одно из этих оледенений на северном склоне Курайского хребта в общем представляло ледник типа Маляспина, который оканчивался против с. Усть-Улагана хорошо выраженной конечной мореной с типичным конечноморенным комплексом. Это — веер флювио-гляциальных отложений, представляющих одно целое с террасой Башкауса, имеющей 25 м высоты.

Упомянутый ледник типа Маляспина очевидно приходится считать вюрмским (независимо от стадии), а рисским те ледники, которые образовали троги верхнего яруса в верховьях Кувадру. Но близ тех же вершин и вообще к северу от Курайского хребта, а также на водоразделе Башкаус—Чулышман и за Чулышманом находятся, как известно, следы покровного миндельского оледенения, которое выражено моренным заболоченным ландшафтом, «бараньими лбами», ледниковыми шрамами и валунами. Этот ледник двигался на СЗ вкост простираания вюрмским и рисским долинным ледникам; он несомненно — более древнего, чем они, возраста. Доминдель-

ская холодная эпоха доказывается тем, что покровный ледник перекрывал своими отложениями обширные сглаженные цирки северного склона Курайского хребта.

Различный возраст тех или иных элементов рельефа Чемальского листа, определяемый с момента их возникновения и измеряющий время их развития, лучше всего устанавливается для террас горных долин (при отсутствии скрытых террас) по высоте их верха, согласно Докучаеву: чем выше, тем древнее. Однако параллелизация террас района с различными стадиями вюрмского оледенения для Катунь сейчас преждевременна, так как эти террасы не прослежены на всем протяжении реки от ее верховьев, при тщательном учете возможного резкого изменения высот одноименных террас. Лишь в порядке постановки вопроса отметим, что даже самые высокие

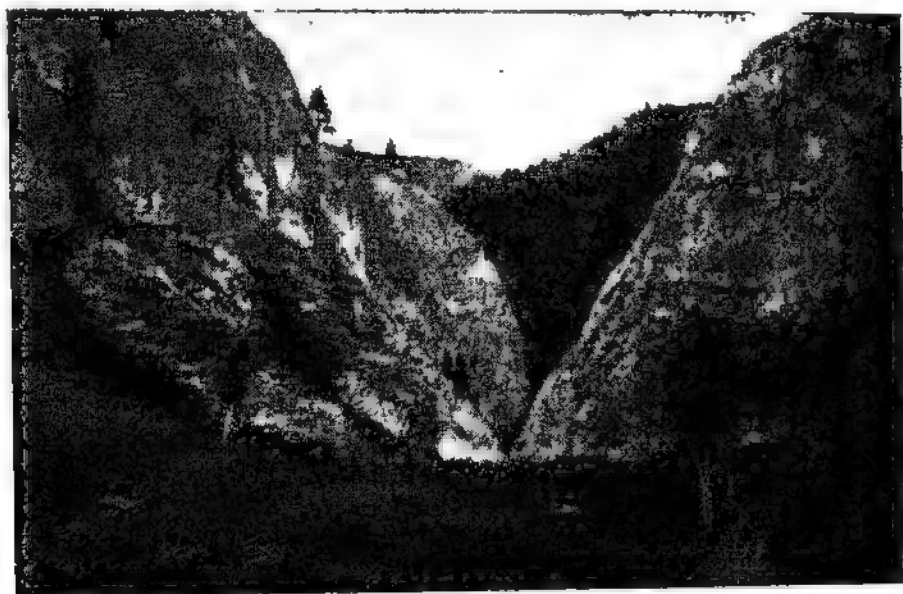


Рис. 6. Ущелье Геолога. Выходы карчитских известняков.

аккумулятивные террасы Катунь не древнее вюрма, если считать доказанным в ее долине рисский трог, расположенный высоко над дном современной долины. Этому противоречит большое число террас Катунь, превышающее 15. Может быть, это обусловлено тем, что верхний трог миндельский.

Если возраст террас еще не ясен, то столь же или более неопределенным можно считать возраст склонов. Этот возраст лишь в некоторых случаях можно хорошо определить по возрасту террасы, примыкающей к склону, после образования которой склон почти не развивался. Такой случай наблюдается у хорошо сохранившихся высоких террас, высота которых заметно не увеличена за счет смыва с прилегающих склонов. Зато в других случаях можно заметить, что прилегающий к террасе склон древнее ее. Так, наиболее высокая скульптурная терраса левой стороны Катунь против дер. Еланды (рис. 6) очевидно образовалась позже, чем ложбина прилегающего к ней склона. При ее устье имеется конус выноса; но его объем во много раз меньше объема материала, вынесенного из ложбины.

Интересно отметить, что в развитии склонов Алтая в последние эпохи постплицена были резкие изменения, вероятно вызванные климатическими колебаниями. В самом деле, всюду в придорожных выемках, в накоплениях осыпей и щебня склонов ясно виден перерыв, причем не только грубый материал сменялся мелким, но даже на многих из них успела сформироваться почва, впоследствии засыпанная грубообломочным материалом. Так как все это происходит на одном и том же склоне, т. е. при прочих равных условиях, то это объясняется лишь влиянием климата, посредством развития или уничтожения растительности то замедляющего, то усиливаю-

щего денудацию склонов. Интересно было бы связать эти явления с последними стадиями вюрма.

В заключение анализа возраста рельефа остановимся на времени возникновения горного рельефа Алтая. В последнее время особенно подчеркивается молодость его, причем некоторые вполне уверены также в постплиоценовом возрасте Алтая как горной страны. Конечно, совершенно верно, что были постплиоценовые подвижки по отдельным зонам, теперь бесспорно доказанные в Чуйской степи; было и общее поднятие Алтая в постплиоцене, что бесспорно доказывается развитием высоких террас и наличием горных долин. Но из этого еще не следует, что горного рельефа раньше не было, что он образовался только в постплиоцене. Некоторые факты показывают, что он существовал и раньше, подвергаясь в постплиоцене лишь дальнейшему развитию. Что это за факты?

Прежде всего отметим, что ко времени покровного оледенения (вероятно миндельского) существовал довольно сильно расчлененный рельеф, который нельзя назвать эквипленом [36] или пенепленом. Помимо пунатаков и гор, откуда брали свое начало истоки покровного ледника, и та поверхность, по которой он двигался, отнюдь не представляла равнины. Этот ледниковый покров двигался вдоль долины Башкауса. При этом оказывается, что он переваливал через водоразделы его притоков и опускался в их долины. Это хорошо видно, например, близ с. Усть-Улаган. На поперечнике к Башкаусу на сглаженных, но скалистых водоразделах есть скалы с отвесными стенками, направленными вдоль движения ледника. На этих стенках прекрасно выражены ледниковые штрихи и ясно видно, что на самом водоразделе они идут горизонтально, а на склоне принимают паклон до 25° , в общем располагаясь параллельно этому склону. Таким образом, очевидно, что ледник здесь, преодолевая водоразделы, опускался в долины, выработанные еще до покровного оледенения. В этих глубоких долинах, кстати сказать, сохранилась морена покровного ледника, сглаживающая несколько резкость доледникового рельефа. Последний очевидно никак нельзя назвать ни равниной, ни почти равниной.

Наблюдения автора еще в 1932 г. доказали горный характер рельефа, окружавшего Чуйскую степь в третичный период.¹

Дело в том, что у южного подножья Курайского хребта красноцветные и соленосные третичные отложения представляют собой типичные конгломераты — отложения подножий гор, слагаемых местами остроугольными и слабо окатанными обломками, слабо сортированными и смешанными с глиной. Они не отличаются по своему генезису от современных отложений того же подножья Курайского хребта, что доказывает третичный возраст крутого обрыва Курайского хребта; и еще — вопрос, был ли он меньшей высоты. Хотя позднейшие подвижки были, но не надо забывать о той громадной нивелирующей работе морозного выветривания, которая происходит и сейчас и которая за четвертичный период могла значительно срезать вершины Курайского гребня.

Вот почему автор считал и считает, что вопрос о возрасте Горного Алтая не так прост и что Алтай как горная страна существовал еще и в третичный период. В эти моменты пенеплена не было или были только отдельные его участки, сохранившиеся от раннетретичных или мезозойских эпох. Такая точка зрения автора подтверждается и тем, что даже на дне современной долины Катунь встречаются марганцовые окислы и другие следы третичного выветривания. Конечно, третичное выветривание не могло проникнуть без соответствующей сети долин на глубину 1.5—2 км, считая превышение водораздела над дном долины Катунь. Этот вывод, между прочим,

¹ Последующие наблюдения В. Ф. Сперанского, А. В. Аксарина [1] и др. лишь подтвердили это.

согласуется с новейшими данными о более глубоком, чем в постплиоцене, третичном расчленении обширного района вокруг Кузнецкого бассейна от Шории до Томска, что доказывается там наличием коры третичного выветривания в глубоких разведочных и эксплуатационных выработках.

СТРАТИГРАФИЯ

Приступая к характеристике формаций района, автор приводит их для удобства читателей в обзорной таблице (см. стр. 244). Автор должен оговориться, что хотя в последующем изложении он старается доказать свои выводы (особенно важнейшие, например те, которые касаются кембрия и протерозоя), но из-за ограниченного объема этой работы он к сожалению должен дать во многих других случаях одни лишь выводы и лишен возможности привести обильный фактический материал или подробное описание важнейших обнажений.

Из всего имеющегося фактического материала подавляющее большинство вовсе не приводится или упоминается только самый необходимый минимум, причем часть последнего дается графически на глазомерных геологических картах и разрезах.

Некоторым, может быть, покажется, что автор стремился предвзято перенести стратиграфию Горной Шории на Алтай, поскольку он употребляет некоторые горношорские термины. Такое впечатление было бы совершенно неправильным. В доказательство этого сошлюсь на то, что разрез кембрия в Чемальском листе резко отличается от горношорского: 1) нет мраморной формации; 2) выделены три новые формации нижнего кембрия; 3) затем оригинальная интрузия катунита среднего кембрия отсутствует в Горной Шории. То же можно сказать про нижнеманскую формацию, змеевики, диабазы и фельзиты верхов протерозоя, про диориты нижнего кембрия; из протерозойских формаций только названия порошинских гнейсо-гранитов кондомской, мунжинской и пызасской формаций заимствованы из Горной Шории, а для силура — ни одного.

Конечно, может быть более правильным было бы дать всем формациям Алтая свои названия. Но пока во многих случаях для этого нет оснований: прежде нужно доказать, что формации, названные одинаково, являются несомненно различными. Без особых оснований автор не считает нужным множить формации и их названия, так как их пришлось бы увеличить на 30 названий. Их и без того имеется достаточное количество. Стремясь найти общее между Чемальским р-ном и весьма далекими горными странами, автор считал на первой стадии изучения более полезным подчеркивать сходство, чем различие, неизбежное и само собой разумеющееся при столь больших расстояниях.

Кроме того, автор считает обязательным для себя применение новой терминологии, установленной недавно для всей Западной Сибири акад. М. А. Усовым [35], по крайней мере в случаях, не вызывающих сомнения. При этом он исходит не столько из правил номенклатуры и из необходимости соблюдения приоритета, сколько из ряда соображений принципиального характера — общности истории и ее литологического выражения на обширных пространствах геосинклинали, учения о фациях и формациях и т. п.

Кстати сказать, формации Горной Шории неразрывно связаны с Чемальским р-ном не только теоретическими представлениями об общей колыбели — геосинклинали, где они возникали, но и геологическим картированием: структуры бассейна Лебеди и всего северного Алтая мы знаем достаточно хорошо, чтобы утверждать, что формации докембрия, кембрия, силура и девона уходят по простиранию через бассейн Лебеди в Чемальский лист Алтая. Что же удивительного в том, что Горная Шория оказывается близнецом этого района? Отметим кстати, что впечатление автора о тож-

Таблица I

Формации Чемальского листа

Система	Отдел	Название формации	Характеристика состава
P-C			Песчаники, сланцы и конгломераты
C	C ₂		Кварцевые диориты (тоналиты)
D	D ₃		Красноцветные сланцы и песчаники
D		Каратагская	Щелочные граниты
D	D ₁	Куротинская	Сланцы со <i>Spirifer cheeschei</i> , песчаники, конгломераты
D	D ₂	Абрамовская	Диабазы
D		Антроповская	Конгломераты и сланцы
D		Тельбесская	Шебалинский плутон адамеллитов
D		Среднетельбесская	Альбитофиры, их туфы, сланцы, песчаники и др.
D		Онгудайская	Порфириды, их туфы
S			Элекманарский плутон диоритов, гранодиоритов, гранитов и др.
S	S ₂	Чуйская	Песчаники, сланцы и мраморы
S		Каракудюрская	Конгломераты, песчаники и сланцы
S	S ₁		Альбититы
S	S ₁	Зелено-фиолетовая	Песчаники и сланцы
Cm	Cm ₃	Агайринская	Конгломераты, сланцы, песчаники и известняки
Cm			Слюдяной диорит
Cm	Cm ₂	Мавасская и орлиногорская	Известняки
Cm			Конгломераты, песчаники и порфириды
Cm		Горношорская	Диорит
Cm	Cm ₁	Узасская	Конгломераты, брекчии, песчаники, сланцы и известняки
Cm	Cm ₁	Карчитская	Конгломераты и известняки
Cm	Cm ₁	Еландинская	Конгломераты, песчаники, сланцы и известняки
Cm	Cm ₁	Верхнемарасская	Конгломераты, песчаники и известняки
Cm	Cm ₁	Адиакская	Доломиты, сланцы, песчаники, порфириды
Prz ₃		Верхнеманская	Фельзиты и кварцевые альбитофиры
Prz ₃		Диабазовая	Сульфидизированный диабаз
Prz ₃		Гипербазитовая	Оливиновый пироксенит
Prz ₃		Нижнеманская	Водорослевые доломиты
Prz ₃		Пызасская	Сланцы, песчаники, известняки и конгломераты
Prz ₃		Мунжинская	Порфириды, мраморы, доломиты, силицилиты, сланцы и тиллиты (?)
Prz ₂		Карбонатная	Мраморы, доломиты, глинистые сланцы, силицилиты, тиллиты (?)
Prz ₁		Порожинская	Микроклиновый гнейсо-гранит
Prz ₁		Кондомская	Метаморфические сланцы эпизоны

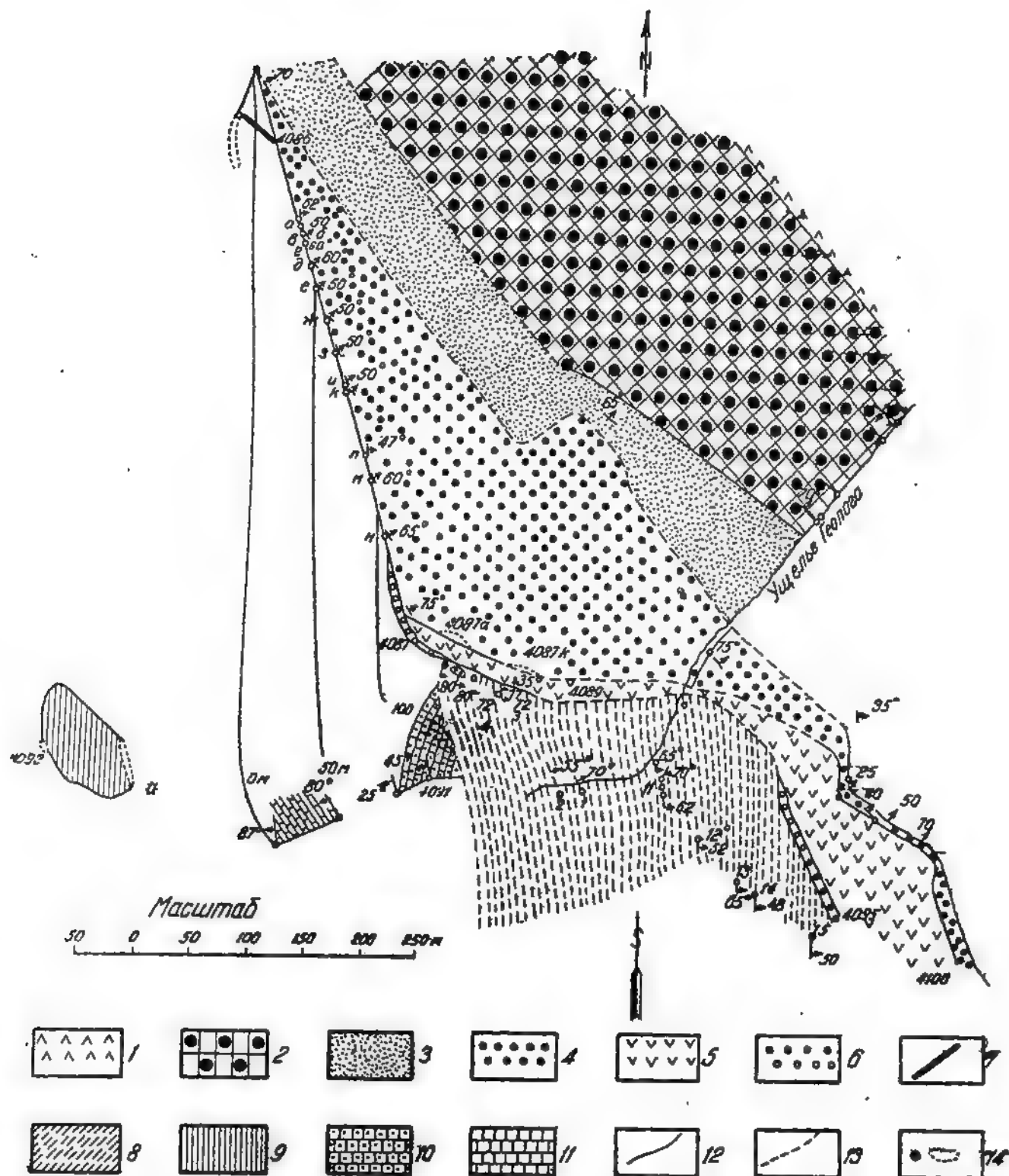


Рис. 7. Геологическая глазомерная карта правого берега р. Катунь близ ущелья Геолога. 1—6 — кембрий; 8—11 — протерозой.

1 — увасская формация; 2 — карчитская формация; 3 — еландинская формация; 4 — верхне-мраморные известняки; 5 — аддакские эффузивы; 6 — базальный доломитовый рудит; 7 — диабаз; 8 — нижнеманская формация водорослевых доломитов; 9 — силицилит; 10 — темносерый доломит; 11 — темный мрамор; 12 — наблюдаемый контакт; 13 — непрослеженный контакт; 14 — точки и площади осмотренных обнажений.

дестве формаций весьма удаленных районов отнюдь не является субъективным.

Не говоря об акад. М. А. Усове, который видел и хорошо узнавал все формации Западной Сибири, упомянем Ю. А. Кузнецова, который считал свою талдинскую формацию [9] весьма похожей на ее аналоги в Горной Шории, затем В. А. Кузнецова, который считает одинаковыми древние эффузивы (мунжинскую формацию протерозоя) юго-восточного Алтая, центра Кузнецкого Алатау и Балыксинского его р-на. Та же формация в Ортономском р-не тождественна диабазам Чеган-Узуна (Горный Алтай) по С. Ф. Дубинкину; по А. Н. Чуракову енисейская свита имеет широкое развитие на Алтае, в частности в Чемальском р-не, а Г. С. Малгатаев отождествлял (и правильно) гнейсо-граниты Курайского хребта и Мрасского порога и т. д.

Итак, в Чемальском листе известны к настоящему времени следующие стратиграфические единицы, приведенные в табл. 1.

Основания выделения докембрия

Прежде чем рассматривать стратиграфию протерозоя, остановимся сначала на его отношениях к палеозою, которые доказывают само наличие в районе докембрия. Эти взаимоотношения хорошо видны, между прочим, по сухой долинке, расположенной к СЗ от ключа Чашкиш¹ и впадающей справа в долину Катунь. Для удобства изложения назовем ее ущельем Геолога. Здесь по правой стороне долины близ ее устья залегают сланцы, силицилиты, тонкозернистые темные мраморы и доломиты, покрываемые светлыми водорослевыми доломитами. Последние относятся мною к докембрию и вследствие своей прекрасно выраженной слоистости позволяют отчетливо видеть отношение их к вышерасположенному кембрию.

Элементы залегания слоистости водорослевых доломитов приведены в табл. 2. Как видно из этой таблицы, залегание доломитов, отчасти выраженное на карте (рис. 7), по осмотренным выходам является достаточно хорошо выдержанным. Важно отметить, что параллельно слоистости водорослевых доломитов идет повидимому и лежащий бок этой своеобразной формации. Этим устанавливается первичный характер залегания доломитов, или, иначе, отсутствие резких межформационных дислокаций в их лежащем боку.

Таблица 2

№ точки	Азимут падения	Угол падения	№ точки	Азимут падения	Угол падения
1	60°	70°	9	90°	60—70°
2	65	55	10	115	70
3	110	72	11	90	62
4	100	72	12	95	52
5	80	40—60	13	90	65
6	85	65—80	14	87	45—50
7	95—110	70—80	15	95	50
8	118	80			

Посмотрим теперь, чем представлены и как располагаются выпележащие толщи. По описываемому разрезу водорослевые доломиты сменяются доломитами того же цвета, но без водорослевой структуры. Местами в них намечается ясно обломочная структура. Близ обнажения 4087 в них замечены две глыбы водорослевого доломита со случайной ориентировкой. Этот

¹ Правый приток Катунь, впадающий в нее ниже дер. Еланды, примерно против рч. Ашиекты.

горизонт представляет собой очевидно продукт разрушения водорослевых доломитов. В других местах (рис. 8, обн. 4122) в этом горизонте ясно наблюдается структура доломитового конгломерата. Слоистости нигде в нем

не было обнаружено. Но эти маломощные отложения вытянуты в общем параллельно контакту между водорослевыми доломитами и вышележащими формациями. Этот параллелизм наблюдается как по простиранию, так и по падению. Детали верхнего контакта водорослевых доломитов при однородности состава с вышележащим доломитовым базальным горизонтом не установлены, в частности неизвестно, имеются ли следы выветривания или они целиком были уничтожены.

Далее, в описываемом разрезе идет эффузивная формация небольшой мощности. Так как в ней слоистость не наблюдается, мы не останавливаемся на ее описании, а сразу переходим к вышележащим кембрийским известнякам. Они опять-таки интересуют нас здесь лишь для определения характера контакта, что можно хорошо установить при отчетливой их слоистости. В описываемом разрезе они отделены от докембрия эффузивами, но к СЗ последние исчезают, и известняки кембрия непосредственно налегают на протерозойские породы. Последние, правда, там представлены уже не водорослевыми доломитами, но это неважно, так как мы рассматриваем один и тот же контакт.

Как же ведет себя слоистость кембрийских известняков по отношению к этому контакту? На этот вопрос отвечает прежде всего табл. 3, где приведены замеры слоистости кембрийских известняков, а также рис. 7, где контакт выходит на дневную поверхность по азимуту 164.

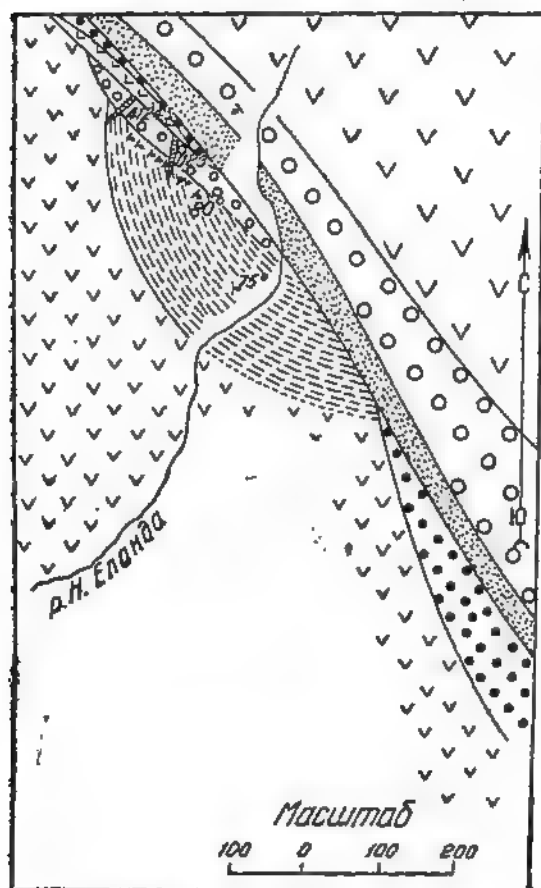


Рис. 8. Геологическая главочерная карта части правого склона долины р. Н. Еланды.

1 — увасская формация; 2 — нарчитский известняк; 3 — еландинская формация; 4 — верхнемрасский известняк; 5 — аданские эффузивы; 6 — дайковая фация аданских эффузивов; 7 — доломитовая брекчия; 8 — нижнеманский водорослевый доломит; 9 — мунжинская эффузивная формация.

Таблица 3

Точка замера	Азимут падения	Угол падения	Точка замера	Азимут падения	Угол падения
а	87°	62°	з	45°	50°
б	58	58	и	55	50
в	84	50	к	82	50
г	65	60	л	85	47
д	55	60	м	70	60
е	63	50	н	60	65
ж	63	50	4087	55	75

Как видно на рис. 7 и табл. 3, слоистость кембрийских известняков идет не параллельно выходу их лежащего бока. Отчасти это объясняется

наклоном линии выхода. Но вместе с тем есть и действительная непараллельность. Это можно установить и построением выхода базальных слоев и непосредственным наблюдением, путем прослеживания отдельных горизонтов известняка. При таком прослеживании выявляется, что они один за другим выклиниваются, так что при движении на ССЗ от обнажения 4087 к описываемому контакту выходят все более молодые горизонты.

Отклонение от параллелизма, хотя бы и небольшое, между лежащим боком формации и ее нижними слоями обычно является признаком дизъюнктивного нарушения между контактирующими формациями. Но это необязательно. В данном случае мы можем представить себе первичное залегание под некоторым углом к морскому дну слоев, отлагавшихся в условиях околорифовой фации. В этой обстановке близ рифа можно представить себе залегание калькаренигов и кальколютитов в виде шлейфа или отсыпи как бы при прогрессивном характере залегания слоев.

Если такое объяснение отбросить, то мы должны говорить о дизъюнктивном характере разбираемого контакта. Но и в этом случае дизъюнктив, обрезающий снизу кембрийские известняки, ни в какой мере не затемнил бы нормальных стратиграфических взаимоотношений, так как его пришлось бы признать межформационным дизъюнктивом небольшой амплитуды. При таких смещениях формации движутся параллельно контакту, и их тектонико-стратиграфические взаимоотношения не меняются. Такие межформационные дизъюнктивы вполне возможны как раз в данной обстановке, где контактируют формации с различными механическими свойствами. И они нами наблюдались в действительности, например, в лежащем боку кембрийских (верхнемрасских) известняков, в 150—200 м к ЮВ от ущелья Геолога (рис. 7), где обнаруживается зона раздробления известняков.

Несмотря на наличие таких явлений, все же приходится признать, что в разбираемом контакте кембрий нормально стратиграфически перекрывает докембрийские образования. В этом убеждают следующие факты. Прежде всего, если бы упомянутые межформационные подвижки были значительной амплитуды, они в области замыкания складок, где они должны пересечь геологические границы, сместили бы эти границы, чего в действительности не наблюдается ни по нашим данным, ни по данным других исследователей. При хорошей, часто сплошной обнаженности и при прослеживании контактов по простиранию такие смещения не могли быть пропущены. Кроме того, геологическая карта описываемого района, в частности составленная Б. Ф. Сперанским, ясно показывает, что разбираемый нами контакт образует складки, причем повсюду в этой складчатой структуре участвуют кембрийские известняки, в том числе и адиакая формация. Таким образом с этой точки зрения нормальное налегание их на подстилающие формации хорошо доказывается структурно.

Важно подчеркнуть, что несогласное залегание, описанное выше, вовсе не представляет исключения. Напротив, оно устанавливается во всех осмотренных в 1937 г. участках, где обнажаются верхнепротерозойские водорослевые доломиты:

Рассмотрим эти случаи.

Вот, например, контакт их по ключу Чашкину, по правому его берегу. Здесь в верховьях водораздела, на остром гребне водорослевые доломиты имеют простирание слоев по азимуту 20—30° при падении их на ВЮВ под углом 55—65°. Что касается кембрийских известняков, то их слои и здесь простираются на ССЗ, примерно по азимуту 330°.

Если далее обратиться к рч. Карасу, впадающей ниже Нижней Еланды, то и здесь наблюдается аналогичная картина (рис. 9). Верхнемрасские известняки идут параллельно своему лежащему боку, который срезает под углом слои водорослевых доломитов. Правда, простирание верхнемрасских

слоев по азимуту $330-340^\circ$ отклоняется от выхода их лежачего бока примерно на 20° , но это результат влияния на положение выхода границы склона долины, имеющего высоту около $200-300$ м и крутизну $30-40^\circ$.

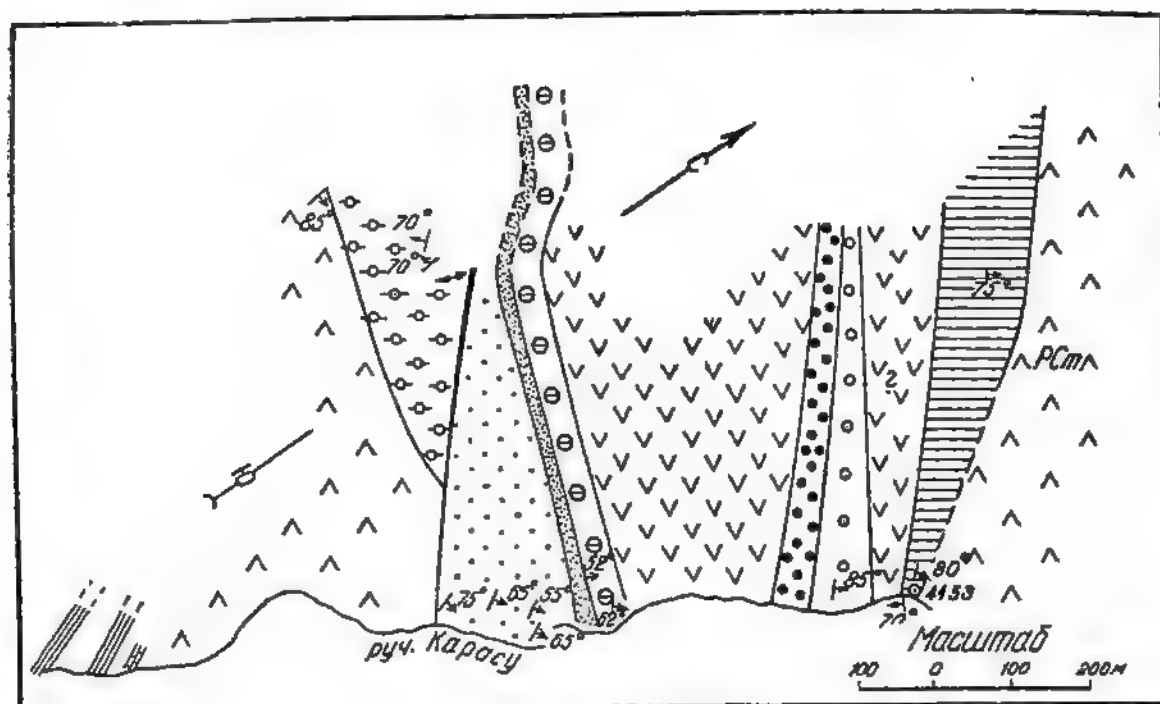


Рис. 9. Геологическая глазомерная карта части правого склона рч. Карасу.

1 — нижний силур (?); 2 — узасская формация; 3 — известняки узасской формации (?); 4 — песчаники и сланцы узасской (?) формации; 5 — известняки карчитской формации; 6 — еландинская формация; 7 — верхнемарасские известняки; 8 — глинистые сланцы; 9 — нижнемарасская формация; 10 — мунжикская формация; 11 — мраморы протерозоя; 12 — доломиты протерозоя.

Очень отчетливо резкое угловое несогласие выражено в разрезе долины р. Нижней Еланды (рис. 8). Здесь в силу ясного ренегатного типа складчатости [35, 27] слои нижнемарасских водорослевых доломитов под острым углом, а местами почти под прямым углом, пересекаются (табл. 4) лежащим боком белых доломитов без водорослевой структуры, но с обломочным сложением доломитового песчаника и конгломерата. Этот лежащий бок падает

Таблица 4

Измерение слоистости водорослевых доломитов у их висячего бока по р. Нижней Еланде (измерения расположены с ЮЮВ на ССЗ)

№ точки	Азимут падения	Угол падения	№ точки	Азимут падения	Угол падения
1	75°	75°	5	100°	90°
2	110—75	80	6	95	90
3	118	80	7	100	80
4	95	80	8	107	70

по азимуту $25-45^\circ$ под углом 70° . В мелких гальках доломитового конгломерата ясно видны реликтовые тектоноструктуры (рис. 10).

Почти то же самое наблюдается и по рч. Сану (рис. 11), где нижний кембрий лежит то на порфиритах, то на водорослевых доломитах протерозоя. Совершенно ясно видно, что и здесь кембрий сохранился на денуда-

ционной поверхности докембрия в синклинали. Наконец, к ЮВ от дер. Еланды ясно видно такое же взаимоотношение кембрия и докембрия (рис. 12). Здесь на протяжении менее 1 км мощность водорослевых доломитов падает от 300 м на ЮЗ до нуля у р. Верхней Еланды, к С от которой кем-

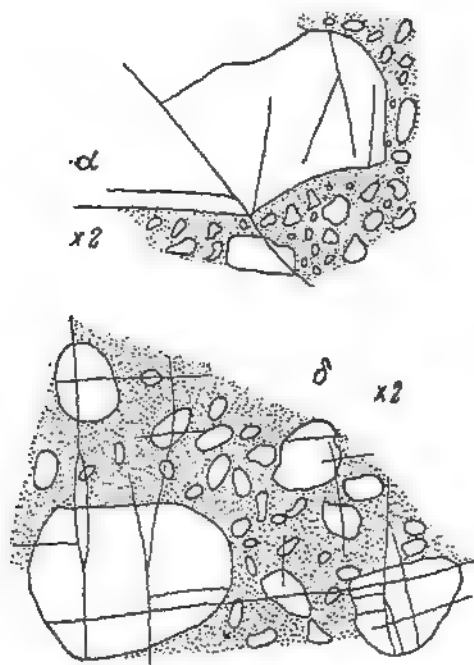


Рис. 10. Реликтовые тектоноструктуры обломков базального St_1 доломитового конгломерата, залегающего на водорослевых доломитах докембрия по р. Н. Еланде (а) и аналогичный, но внутриформационный конгломерат без реликтовых тектоноструктур (б).

брий лежит уже на эффузивах протерозоя. Интересно, что здесь кембрий и протерозой слегка опрокинуты на ЮЗ.

Таким образом мы убеждаемся, что несогласное залегание кембрия на водорослевых доломитах докембрия и вообще на докембрийских формациях не представляет собой чего-либо исключительного, но наблюдается всюду в Еландинском р-не, причем местами оно резко выражено, будучи почти прямоугольным. Такое же отношение исследователь встретит повидимому и на левой стороне Катунь, на водоразделе между Саату и Тыткескеном, как это заметно с верховьев правой стороны.

В соответствии с этим местами наблюдаются реликтовые тектоноструктуры в базальных конгломератах кембрия. Так, они видны в конгломератах с левой стороны Катунь, в грандиозном утесе против дер. Еланды, подымающемся над нею на 300—400 м. Эти конгломераты автор видел еще в 1930 г., когда они были приняты за базальные (по отношению к кембрию),

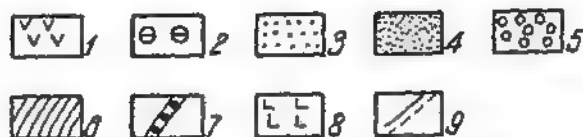
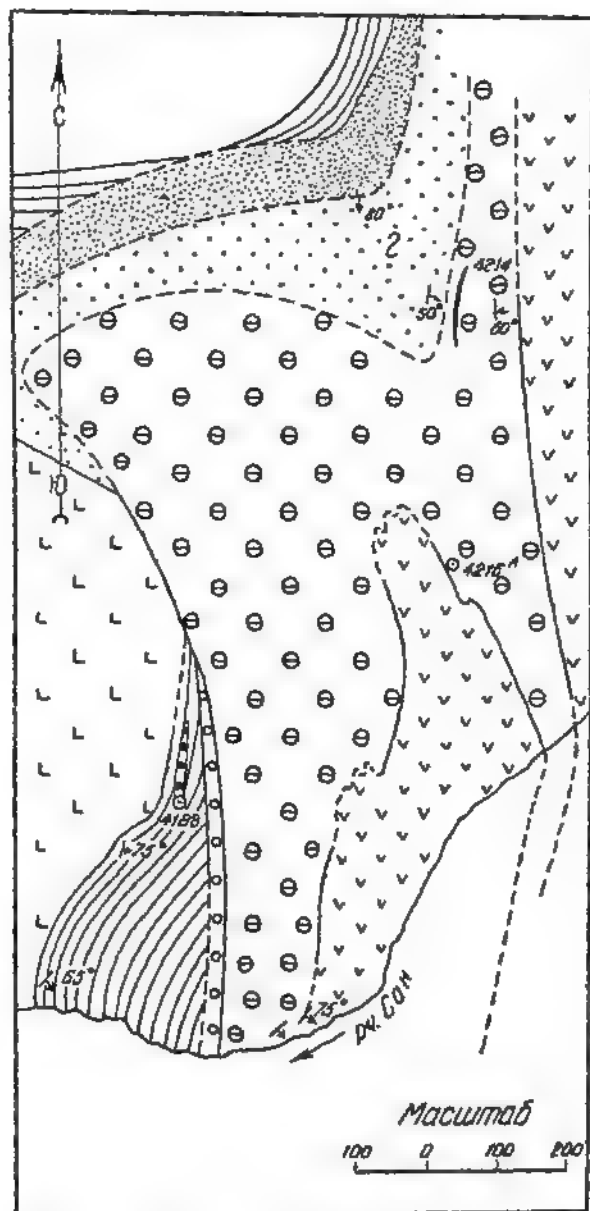


Рис. 11. Геологическая главомерная карта части междуречья Сан — В. Еланда.

1 — узасская формация — кембрий; 2 — карчискская формация — кембрий; 3 — еландинская формация — кембрий; 4 — верхнемарские известняки — кембрий; 5 — доломитовая брекчия — кембрий; 6 — нижнемарские доломиты; 7 — прослойки конгломератов; 8 — муникская формация; 9 — прослеженные и непрослеженные (черточный пунктир) контакты.

залегające с угловым несогласием на докембрии [28]. Такой их характер теперь становится ясным вполне. Этот конгломерат обнажается в верху скалы рядом со скульптурной террасой высотой около 235 м над Катунью. По своему пространственному и стратиграфическому положению он занимает промежуточное место между водорослевыми доломитами докембрия, слагающими указанную эрозионную террасу, и кембрийскими известняками. Такому расположению вполне соответствует состав конгломерата, к описанию которого мы и переходим.

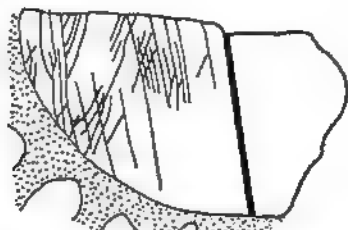


Рис. 13. Галька белого доломита из базальных конгломератов еландинской формации. В гальке видна реликтовая трещиноватость.

Из двух главных разновидностей конгломерата одна представляет собой доломитовый конгломерат, цемент которого, как и гальки, состоит из белого доломита. Гальки прекрасно окатаны и довольно мелки, варьируя в диаметре от величины горошины до 5 см. Благодаря такой хорошей окатанности в их внешней форме почти не сохранилось реликтовых тектоноструктур, но в некоторых гальках они хорошо представлены

(рис. 13). Доломит галек ничем не отличается от рядом лежащего светлого доломита докембрия (нижнеманской формации).

Вторая разновидность состоит главным образом из эффузивов докембрия, которые широко развиты к северу от описываемого выхода. Среди обломков встречается нередко и покровная фация в виде пузыристых образований.

Переходим к последовательному описанию формаций протерозоя.

Нижний протерозой

Кондомская группа формаций

Протерозой Чемальского листа изучен еще недостаточно. Но уже и теперь в нем различаются, кроме интрузий, карбонатная толща среднего протерозоя и вышележащие протерозойские эффузивы; затем повидимому имеется верхний протерозой, существенно граувакковый, и наконец выше всех залегает формация водорослевых доломитов или нижнеманская формация, открытая мною в 1936 г. по р. Мане в Восточном Саяне. Все эти формации имеют весьма значительную мощность и разделены рядом фаз тектогенеза и денудации. Естественно, что более древние формации, выступающие из-под упомянутых выше формаций, могут быть нижнепротерозойскими. Поэтому вопрос о том, имеется ли в нашем районе нижний протерозой, казался весьма близким к разрешению именно в 1937 г., когда там окончательно был установлен средний и верхний протерозой.

Мысль о возможном наличии в Чемальском листе нижнего протерозоя возникла у автора еще в 1932 г., когда он на пути из Чибита в Чемал пересек кадринский горст, протянувшийся от верховьев Кадрйна к верховьям Сумульты. При этом бросилось в глаза, что сильно и регионально метаморфизованные сланцы, примыкающие к горсту с запада, на широте около 51°, опрокинуты в сторону горста. Так как даже глыбовые надвиги часто следуют согласно структуре опрокинутых складок, то здесь вероятно такой надвиг был со стороны сланцев, которые в этом случае представляли бы более глубокий денудационный срез земной коры. Иными словами, они повидимому древнее карбонатной протерозойской толщи кадринского горста. К сожалению, мне не пришлось вернуться к этому участку еще раз, и поставленный здесь вопрос ждет своего разрешения.

Нижний протерозой Чемальского листа в разрезе по р. Ашиекте представляет собой формацию сильно измененных хлоритизированных сланцев,

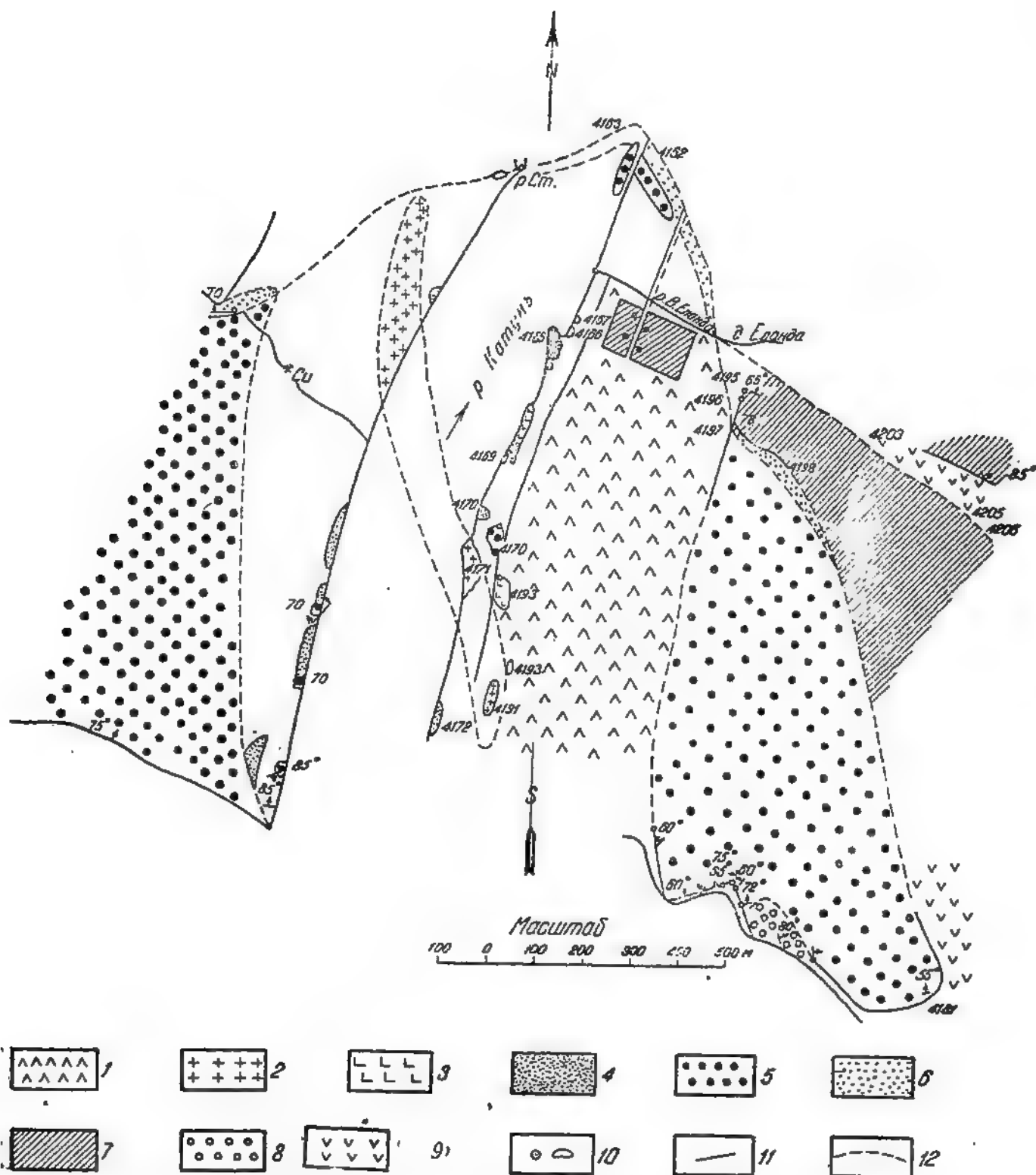


Рис. 12. Геологическая глазомерная карта окрестностей дер. Еланды.

1 — отложения террасы Катунь высотой 22—23 м; 2 — нефрит; 3 — габбро; 4 — конгломерат и брекчия Ст.; 5 — карайские мраморы и известняки; 6 — еландинская формация; 7 — нижнегерманская формация водорослевых доломитов; 8 — пыасская (?) формация; 9 — докембрийские эффузивы; 10 — осмотренные обнажения; 11 — прослеженные контакты; 12 — предполагаемые контакты.

песчаников, белых мраморов и пироксеновых порфиритов; она там перекрывается карбонатной толщей протерозоя, а по р. Каспе тоже падает в сторону карбонатного докембрия. Эта же толща по водоразделу между р. Тыткескеном и р. Каскалом, на ее границе с карбонатной толщей протерозоя содержит рассланцованный конгломерат с галькой ее мраморов и порфиритов. Этот факт легче всего объяснить, как налегание карбонатной толщи протерозоя на метаморфическую толщу через базальные конгломераты. Однако этот же контакт по другим разрезам выглядит иначе, и нам пока неизвестно, можно ли его считать нормальным налеганием или это дизъюнктивный контакт.

О более древнем возрасте разбираемой формации говорит ее интенсивный метаморфизм. В частности, в то время как силицилиты карбонатного

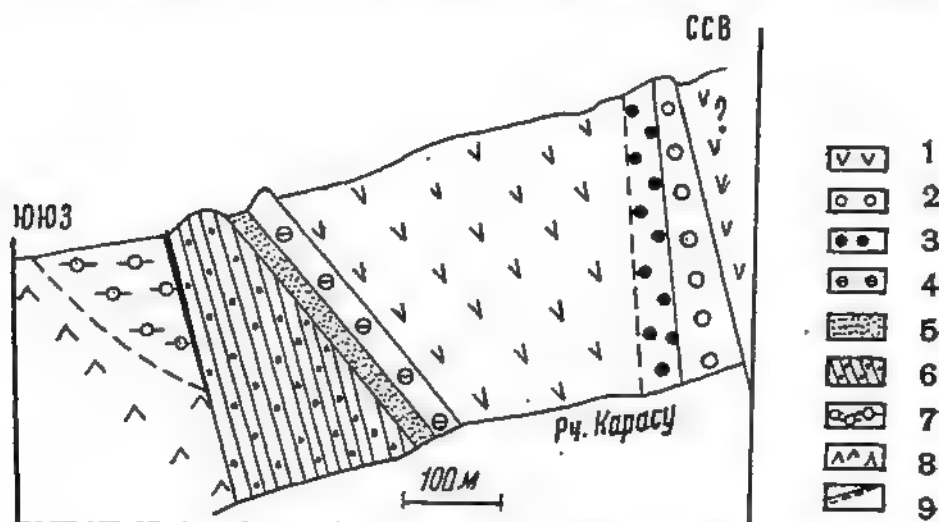


Рис. 14. Разрез по правой стороне рч. Карасу, составленный к карте фиг. 9.

1 — узасская формация; 2 — известняки узасской (?) формации; 3 — песчаники и сланцы узасской (?) формации; 4 — известняки карчтской формации; 5 — еландинская формация; 6 — верхнеурасские известняки; 7 — нижнеманская формация; 8 — мунжинская формация; 9 — достоверные и предполагаемые контакты.

протерозоя выглядят тонкокристаллическими, такие же породы в метаморфических сланцах к востоку от Катунь раскристаллизованы сильнее, например в верховьях р. Нижней Еланды. Все же без длительного анализа структурных взаимоотношений и причин этого более заметного метаморфизма нельзя было признать приведенные факты решающими и на этом только основании считать, что в описываемом районе имеется метаморфический протерозой, подстилающий карбонатную толщу, — тем более, что по этому вопросу среди других исследователей нет единства мнений.

Так, по мнению В. Ф. Сперанского, метаморфические сланцы верховьев р. Нижней Еланды моложе, чем карбонатная толща протерозоя. С другой стороны, А. П. Лебедев полагает, что эти сланцы в более северном районе залегают по косвенным признакам под известняками енисейской свиты. Он пишет: «сланцы иногда наблюдаются в ядрах антиклинальных складок, сложенных известняками, например по р. Майме [11, стр. 101]. Не ясно только, почему данный факт, если он несомненен, считается этим автором лишь косвенным признаком более древнего возраста метаморфических сланцев.

В настоящее время после обработки материала окончательно получается вывод о наличии в районе Чемала метаморфического нижнего протерозоя. Основанием для этого послужили гальки зеленых метаморфических пород, обнаруженные внутри карбонатной толщи среднего протерозоя, в слоях, несомненно принадлежащих ей и обнаженных на водоразделе р. Нижней Еланды и рч. Карасу, примерно в 3.5—3.7 км от Катунь.

Микроскопическое исследование этих галек подтвердило их полевое определение; оно установило довольно глубокий метаморфизм типа эпизоны, выразившийся в полном уничтожении первоначального состава и структуры пород, теперь состоящих из хлорита, эпидота, актинолита и других вторичных минералов.

Кроме того отметим, что в верховьях Нижней и Верхней Еланды развита толща метаморфических сланцев эпизоны, явно надвинутых на породы, расположенные к западу и представленные как нижним кембрием, так и протерозоем (мунжинскими эффузивами, силицилитами, метаморфизованными карбонатными породами и др.). В структуре кембрия, как например по рч. Нарасу (рис. 14), отмечена асимметричная синклиналь с более крутым восточным крылом, которая могла получиться очевидно в результате надвига с востока. Этот факт, таким образом, подтверждает взбрасывание метаморфических (кондомских) сланцев, а следовательно, и более древний возраст их, поскольку они вскрываются рядом с дизъюнктивом в его висячем боку и представляют более глубокий денудационный срез.

Инtruзия микроклиновых гнейсо-гранитов

(Порожинская формация)

Нигде в исследованном районе эта одна из древнейших интрузий Сибири не обнаружена в коренных выходах. Но ниже с. Онгудай по Урсулу на левой его стороне встречен был довольно крупный обломок этой типичной легко узнаваемой породы, тождественной соответствующим породам Курайского хребта и Горной Шории [26]. Откуда она принесена? В верховьях Урсула как будто развит главным образом силур. Кстати сказать, выше с. Онгудай обломки гнейсо-гранита не были встречены. Поэтому вероятнее, что упомянутый обломок принесен ледником или рекой с севера или с юга. Чрезвычайно важно найти коренное месторождение этой интрузии и выяснить ее отношение к метаморфической толще водораздела Урсул—Катунь—Куротà, вероятно одновозрастной с кондомской формацией Горной Шории [26; 18, стр. 79]. Это—задача будущих исследований.

Средний протерозой

Карбонатная толща протерозоя

Сюда относится мощная толща достаточно темных известняков или вернее тонкозернистых мраморов, но состоящая также в меньшей степени из серых и темносерых доломитов, сидеритов, метасоматических силицилитов, глинистых сланцев и грубообломочных пород, похожих на тиллиты.

Если не считать кондомской толщи, то описываемая формация является наиболее древней. Ее лежащий бок пока не установлен, а верхней ее границей является контакт с накрывающей мунжинской формацией. Стратиграфическое взаимоотношение с последней характеризуется угловым несогласием, установленным при прослеживании лежащего бока мунжинской формации. Это несогласие выражается прежде всего в том, что последняя налегает на различные горизонты карбонатной формации; во-вторых, видно резко различное залегание последних относительно лежащего бока мунжинской формации.

Рассмотрим некоторые факты, иллюстрирующие эти положения. Если проследить, например, мощный (около 50—100 м) пласт темного бесструктурного доломита, выходящий по правому берегу Катунь, около 2 км ниже устья р. Нижней Еланды, то оказывается, что он все более приближается к границе с докембрийскими эффузивами и наконец исчезает у этой границы. Между тем над ним лежит довольно мощная толща известняков,

сланцев и других пород, которые следовательно были уничтожены перед образованием мунжинской формации.

Угловое несогласие в простираании достаточно резко наблюдается по правой стороне Карасу и по правому берегу Катуня, в 2—4 км выше р. Бертки. Здесь северо-восточные или широтные и почти вертикальные слои докембрийских темносерых мелкозернистых, частью окремненных мраморов косо подходят к границе с мунжинской формацией.

Все приведенные факты ничего не доказывали бы, если бы рассмотренные контакты были дизъюнктивными. Для этого однако нет никаких данных. Б. Ф. Сперанский на составленной им карте Еландинского р-на показал их нормальными, причем на той же карте ясно видно, что мунжинская формация участвует в общей складчатой структуре этого района, и потому в ее контакте нет никаких значительных дизъюнктивов. Наши данные вполне подтверждают такие взаимоотношения и вместе с тем следовательно устанавливают складчатость и перерыв до мунжинских эффузивов. Распространение формации лишь отчасти отражено на карте.

Для петрографического состава формации характерны карбонатные породы, в особенности темные (от серого до черного) кальцилиты, в силу регионального метаморфизма уже переставшие быть нормальными осадочными породами (известняками) и перешедшие в метаморфические породы, т. е. в тонко- или мелкозернистые мраморы. Их темный цвет обусловлен органической примесью. Сероводородный запах наблюдается, но вовсе не обязательно, и может быть даже встречаются образцы без этого запаха. Они обычно обладают ясной и тонкой слоистостью и являются типичными калькаренидами или кальколютитам. Изредка наблюдается и косая слоистость, указывающая, что описываемые породы отлагались частично, а вероятно и целиком, не в батинальном, а перитовом отделе моря. Их источником были известковая муть или песок, получившиеся за счет разрушения карбонатных скелетов, главным образом водорослей. Последние, хотя и редко, встречаются среди описываемой толщи, например в верхней части правого берега Катуня немного выше устья р. Бертки. Затем строматолиты были встречены, но уже в доломитах по р. Тыткескену, в 60 км ниже устья Нижнего Молчока и по рч. Каспе примерно в 5 км от ее устья (на тропе).

Описываемая толща участвовала во всех движениях земной коры рассматриваемого района и в результате подверглась региональному метаморфизму, выраженному главным образом в перекристаллизации, в образовании тонкозернистых «кристаллических известняков». Эти «известняки», мне кажется, правильнее называть тонкозернистыми мраморами (или микро-мраморами), а не известняками. Поскольку в петрографии принято разделять по генезису, а следовательно и по названию осадочные породы от метаморфических, нужно и известняк, т. е. осадочную диагенетизированную породу (или неметаморфизованный кальцилит), отличать от мрамора, т. е. метаморфического кальцилита. В таком случае термин «кристаллический известняк» получает смысл кристаллической осадочной породы, образовавшейся как химический осадок или из кальцитовых песчинок, за счет разрушения мраморов. В особых случаях получают кристаллические криноидные известняки, в значительной части состоящие из кристалликов — членников криноидей. В этом смысле кристаллическим известняком сложена кальцитовая жила; но та же жила, перекристаллизованная в контактовой зоне и получившая особую структуру, состоит уже из мрамора. Порода пережила в своем развитии скачок, ее свойства коренным образом изменились, она стала мрамором; но ее попрежнему называют известняком. Слово «кристаллический» лишь удлиняет термин, но не характеризует, как выше указано, обязательно метаморфизованную породу. Поэтому, думается, всякий геолог, которому важно познать геологические процессы и их исто-

рию, всякий петролог (а не только петрограф) и исследователь, изучающие процессы метаморфизма, поддержат изложенную здесь точку зрения о коренном различии известняка и мрамора.

Кроме перекристаллизации, описываемые мраморы испытали сильное раздробление с последующим залечиванием бесчисленных трещин кварцем и кальцитом. Масса жильного материала при этом в некоторых случаях превышает 50% всей породы. Несомненно, эти жилки отражают длинную цепь отдельных моментов тектонической жизни, пережитой мраморами.

Для иллюстрации этой мысли, а также для описания еще одного изменения, испытанного мраморами, т. е. превращения их в силицилиты,¹ остановимся на описании одного шлифа (№ 4238) силицилита, метасоматически замещающего темносерый или черный доломит (рис. 15, обн. 4238).

Под микроскопом эта порода состоит из двух частей: во-первых, из остатков ранее образовавшегося плотного силицилита (лидита) и, во-вторых, из доломитового силицилита, явно метасоматически замещающего первую породу, как бы разъедающего ее. Это доказывается тем, что жилочки, секущие лидит, не проходят в доломитовый силицилит. В последнем имеется примесь эвдричных кристалликов доломита (менее 0.1 мм), расположенных полосчато, чем обусловлена заметная без лупы тонкая слоистость породы. Учитывая различный возраст жилок в обеих разновидностях силицилитов, устанавливаемый по пересечению, мы видим такую последовательность в жизни образца 4238:

- 1) образование черного доломита;
- 2) метасоматическое замещение его лидитом;
- 3) образование в нем 4 или 5 систем кварцевых жилок различного возраста и отчасти различного состава; так, вторая система жилок содержит примесь углистого вещества (рис. 15, I, 2);

4) уничтожение лидита вместе с его жилками и замещение его доломитовым слоистым силицилитом;

5) образование в последнем 4—6 систем жилок различного состава (рис. 15, II).

Так как все системы жилок идут по ориентированным трещинам, т. е. обязанным тектоническим подвижкам, то описанная выше картина характеризует сложность не только химической, но и тектонической жизни, в которой участвовал описанный силицилит.

Автор не может из-за недостатка места говорить подробно о генезисе силицилитов. Он считает, что доказать осадочное происхождение вещества силицилитов очень трудно и что первичные кремнистые осадки настолько сильно изменены, что они по своему составу являются вторичными кремнистыми породами.²

Метасоматическое же происхождение тел силицилитов описываемого района было подмечено еще в 1930 г., когда у г. Ойрот-Тура наблюдалось [28] послыжное включение силицилита с реликтовой слоистостью мрамора. Внезапное окончание этого включения невозможно было объяснить только дизъюнктивом (рис. 16). Такое же соотношение наблюдалось и в обна-

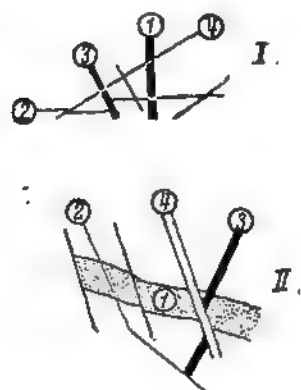


Рис. 15. Зарисовки шлифа 4238.

I — лидит с жилками (1—4), образовавшимися последовательно одна за другой до образования II — метасоматического полосчатого силицилита. В последнем возникли затем 4 новые системы жилок.

¹ Под этим термином я понимаю всякую породу, состоящую из кремнезема, независимо от ее генезиса, согласно Грабау [40].

² Для протеровойских силицилитов это уже доказано нахождением в них кремневых губок [50]. Прим. редактора.

жении 4091 темносерого доломита (рис. 17), где линза силицилита с реликтовой слоистостью метасоматически образовалась на месте слоистого доломита.

Силицилит кое-где настолько густо пронизывает карбонатные породы, что вне сети его прожилков остается менее 50% первоначальной породы. Крупные же массы силицилита, образующие нередко целые утесы, распределяются весьма неравномерно и в различных породах. Их форма непра-

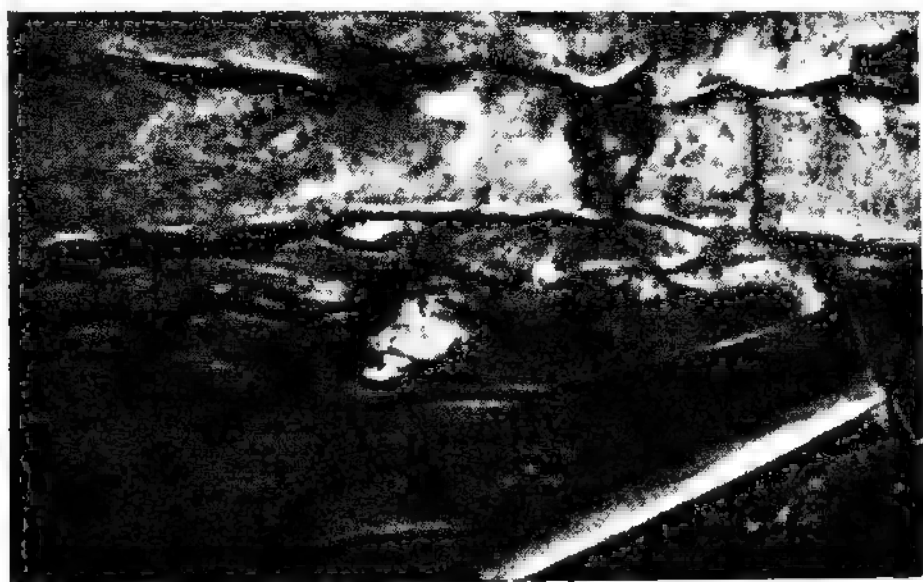


Рис. 16. Линза силицилита в доломитах.

вильна. Какой-либо связи их с определенным стратиграфическим горизонтом повидимому не наблюдается.

Поэтому еще в 1930 г. был сделан вывод о метасоматической природе силицилитов района [28], что подтвердилось для тех же пород в Горной Шории. Следовательно, сами по себе силицилиты Чемальского р-на не могут иметь значения маркирующего при картировании горизонта или определяющей возраст породы, — тем более, что они встречаются, как увидим ниже, и в кембрийских известняках, а ранее они были встречены в кембрии и силуре Горной Шории [26, 3, 35] и особенно в верхнемеласских известняках нижнего кембрия. Конечно, это несколько не умаляет того факта, что в Западной Сибири силицилиты в главной своей массе приурочены именно к докембрию, и их значительное развитие делает вероятным нижнекембрийский или докембрийский возраст соответствующих формаций. Но, по автору, тот прекрасный руководящий силицилитовый горизонт енисейской свиты А. Н. Чуракова, который использован им при ее картировании, в описываемом районе уничтожен денудацией еще в кембрии.

Среди карбонатных пород рассматриваемой формации имеются доломиты, установленные автором в докембрии еще в 1930 г., когда о них в Западной Сибири не было известно. Крупных толщ, аналогичных западно-сибирской формации Горной Шории [26, стр. 22—24], пока не обнаружено. Водоросли известны в них пока лишь в единичных случаях, например по р. Тыткескену, в 60 м ниже устья р. Нижнего Молчока, а также по р. Каспе, в 5 км от устья (на тропе). Обычно доломиты темносерые или черные, но имеются и светлосерые, например довольно мощные доломиты верховьев Нижней Еланды. Может быть, вообще все светлые карбонатные породы

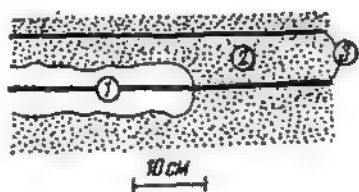


Рис. 17. Метасоматическое тело силицилита (1) с сохранившейся реликтовой слоистостью замещенного тонкозернистого мрамора (2); 3 — более темные прослойки.

описываемой толщи являются доломитами. Доломиты плотны или очень тонкозернисты, что отличает их от лучше раскристаллизованных кальцитов. Вероятно, это объясняется меньшей растворимостью доломита. Распространение доломитов может выявить вполне лишь детальная съемка карбонатного протерозоя катунского горста. В настоящее время они известны как по Катуню, так и по ее правым логам на участке ниже Еланды до Чемала. Доломиты, как и мраморы, часто окремнены и пронизаны жилками силицилита.

В состав описываемой формации входят еще глинистые и углисто-глинистые темные, черные и зеленоватые сланцы. В Салтанском боме, по правой стороне Катуня, немного выше р. Эджигана, углистые сланцы являются марающими и имеют вдоль поверхностей подвижек блестящие черные зеркала скольжения. Кстати сказать, в соседнем к северу районе бассейна р. Лебеди автор наблюдал даже и тонкие прослоечки каустобиолита, похожего на каменный уголь. Интересно, насколько последний близок к шунгиту и не окажутся ли соответствующие образования северного Алтая и Онежского озера одновременными. Сланцы протерозоя местами рассланцованы неправильно, что, может быть, объясняется наличием среди них неправильных тел силицилита.

В 1937 г. встречен ряд обнажений (4092 на рис. 7 и др.) по правой стороне Катуня выше р. Бертки, в которых среди глинистых сланцев протерозоя наблюдались образования, напоминающие тиллиты. Из-за недостатка времени они не изучались, как следовало бы сообразно их значению; поэтому окончательный вывод об их генезисе еще рано делать. Эти возможные тиллиты представляют глинистые рассланцованные породы, заключающие рассеянные в них остроугольные обломки силицилита и реже светлосерого и темнолилового-серого афанита и миндалефира. Обломки их не соприкасаются в имеющемся образце (№ 4092), и отсортровки их по величине не наблюдается. Слоистости в глинистом сланце незаметно. В обломках силицилита видны реликтовые тектоноструктуры. Это позволяет расчленить описываемую толщу на две формации. Но пока без детальной съемки нет материалов для разделения их на карте, а потому они описываются вместе.

Мощность описываемой формации скорее всего значительно больше 2 км. Но до детального изучения ее внутрiformационной тектоники и стратиграфии придется пока воздержаться от точной оценки этой величины. Особенно мощны черные мраморы кадринского горста по Кадрину и другим рекам.

Стратиграфия описываемой толщи также еще не установлена; все же и теперь имеются кое-какие данные. Так, несомненно, что в ее верхней части сосредоточены темные массивные доломиты, содержащие неправильные включения силицилита. Один из этих горизонтов доломита наблюдается на правой стороне ущелья Геолога, где его слои падают по азимуту 255—265° под углом 25—50°. К северу от лога Карасу имеется два пласта доломита: нижний пласт имеет мощность 60—125 м, верхний 10—15 м. Промежуточная толща складывается темными сланцами, мраморами и тиллитоподобными породами. Описываемая свита доломитов прослеживается на правой стороне Катуня до устья р. Ашиекты и еще немного выше, где она переходит на левый склон Катуня по азимуту 205° при почти вертикальном падении.

На ряду с только что описанной свитой, довольно пестрой по составу, можно выделить однообразные толщи мраморов. Так как последние находятся рядом, образуя обособленные площади, то они имеют самостоятельное стратиграфическое значение. Это, конечно, не фация описанной выше пестрой свиты, а особая свита или скорее формация [35, стр. 47—60].

Несколько своеобразный состав имеет описываемый протерозой в верховьях Нижней Еланды, а также по р. Каспе, где темные мраморы отсту-

пают на второй план и в их составе наблюдается наряду с огромным развитием силицилитов значительное количество зеленоватых глинистых сланцев, а местами светлых доломитов. Так как в обоих случаях по соседству находятся более древние метаморфические породы, то мы вероятно имеем здесь нижние горизонты описываемой карбонатной толщи. Кстати следует отметить, что и в соседних участках нижнего протерозоя имеются те же зеленые сланцы; но силицилиты там являются сильно метаморфизованными, обладая несколько более крупным зерном.

Что касается фации карбонатной толщи, то она по косой слоистости калькаренитов определяется как перитовая. Тоже можно сказать и о верхней свите на основании невыдержанности некоторых горизонтов по простиранию, что едва ли наблюдалось бы в условиях батимального отдела моря. О фациальных изменениях говорить еще преждевременно; они в частности выражаются в изменении мощности темных доломитов верхней свиты.

Физикогеографические условия во время отложения карбонатной толщи, определяемые фациальностью, характеризовались вероятно умеренным или даже холодным климатом. На это указывает полное отсутствие красноцветных отложений, а также красных каемок выветривания на обломках. С этим согласуется и преобладающая темная окраска, которая легче всего получается в условиях холодного климата в пределах данного бассейна и на окружающей суше. Наличие водорослей не противоречит такому представлению о климате, так как по крайней мере современные строматолитовые постройки водорослей обнаружены на таких высоких широтах, как широта Варангер-фиорда, т. е. на севере Скандинавского п-ова за Полярным кругом около 70° с. ш.

Мунжинская формация

В 1930 г. эта формация была выделена под названием древней порфиритовой формации. В 1934 г. она окончательно была установлена в Горной Шории [26, стр. 26]. Там она занимает определенное стратиграфическое положение между карбонатной толщей и верхним протерозоем. В качестве местных типичных разрезов формации (локотипа формации) можно указать разрезы по рр. Нижней и Верхней Еланде. Следует иметь в виду, что докембрийские эффузивы этого района не подвергались детальной съемке; между тем некоторые наблюдения указывают на возможность разделения их на две-три формации. В частности среди них может оказаться устьянзасская формация Горной Шории.

Стратиграфические отношения к фундаменту формации, а также к адиапской формации рассмотрены ниже. Что касается отношения к описываемой ниже верхнепротерозойской граувакковой формации, то оно пока не установлено. Следует добавить, что корни мунжинских эффузивов в виде даек встречены среди описанных выше пород, в частности в обнажении 4086 (рис. 7) и в обнажении, расположенном по р. Каспе в 8 км от ее устья.

Распространение докембрийских эффузивов лишь отчасти показано на рис. 8, 9, 12. Вдобавок можно указать их развитие по Катунь ниже рч. Эджигана.

Литологический состав формации довольно выдержан, и, увидев ее где-либо, легко узнать ее в другом районе по характерному облику. Отличительной чертой если не всех, то значительной части ее компонентов (различных порфиритов и их производных) является темный или серый цвет при слабом проявлении или отсутствии зеленой окраски. Последняя, когда заметна, имеет какой-то грязный тон. Такая окраска представляет резкий контраст с более или менее ярко выраженными зелеными и красными тонами кембрийских эффузивов.

Причина своеобразной окраски мунжинских эффузивов вскрывается при рассмотрении под микроскопом. Еще в образцах можно заметить, что в их составе, кроме светлозеленых участков, имеются серые и темносерые пятна и полосы, которые и обуславливают общий серый фон формации. При исследовании под микроскопом оказывается, что эти пятна, полосы и тонкие жилочки по трещинам состоят или из хлорита, или из углистого вещества, позаимствованного вероятно из соседних карбонатных толщ.

О внятиформационной стратиграфии, как и о фациальных изменениях, невозможно судить без детального картирования данной монотонной и сильно измененной формации, лишенной к тому же, как правило, слоистости. Это, очевидно, вопрос будущих исследований. При беглых же наблюдениях 1930 г. мне не удалось подметить каких-либо ясных изменений в общем грубообломочном характере формации, прослеженном на протяжении не менее 55 км. Правда, такие изменения весьма вероятны, ибо формация образовалась, главным образом, не в подводных условиях, а на суше, о чем говорит отсутствие подушечной лавы, за исключением одного места по р. Ашиекте.

Мощность формации значительна — более 300 м, достигая по рч. Карасу и в разрезе по р. Верхней Еланде свыше 1 км при отсутствии повторения горизонтов.

Верхний протерозой

Пызасская формация

Стратиграфическое положение формации определяется тем, что она древнее карчитских известняков нижнего кембрия, описанных ниже. Отношение к последним ясно видно по рч. Сану (рис. 11). При прослеживании лежащего бока карчитских известняков по этой речке мы видим, что граница их довольно прихотливо изгибается, но наложение известняков остается параллельным ей. Следовательно, это — налегание известняков на нижележащую толщу без дизъюнктива. Считать такое налегание опрокинутым почти нельзя на основании относительно пологого залегания слоев. Вопрос окончательно решился при прослеживании к северу круто повернувшихся известняков, где с востока к ним примыкает характерный белый водорослевый доломит, подстилающий кембрий. Последний как раз и доказывает бесспорно, что это лежащий, а не висящий бок кембрийских известняков. Следовательно, по рч. Сану в нижнем ее течении действительно из-под них выступает новая подстилающая их формация.

К тому же самому выводу можно прийти, если проследить аналогичный контакт по р. Каспе, примерно в 3 км от устья ее долины, где он проходит по левой стороне реки, почти параллельно ей. В этом контакте мы видим в основании карчитских известняков, имеющих здесь довольно темную окраску и окремненный, характерный базальный известковистый горизонт с участием окремненных слоев. Неравномерное окремнение его, при котором кремнезем заместил глинистое или известково-глинистое вещество knollenkalk, а knollen остались незамещенными, обусловило в процессе выветривания весьма своеобразный вид породы. Этот же горизонт с его характерными признаками встречен ниже дер. Еланды (обн. 4162, рис. 12) между кембрийскими известняками и водорослевыми доломитами докембрия, где, следовательно, базальное положение горизонта тем самым вполне доказано. По реке же Каспе эта базальная свита нормально и не очень круто, под углом в 65° , залегает на границе между накрывающими карчитскими известняками (их падение направлено по азимуту 25° под углом 65°) и подстилающей описываемой здесь формацией. В основании местами имеется базальный конгломерат, подстилающий поздраватые слои и состоящий в значительной части из обломков докембрийских эффузивов. Таким обра-

зом, по р. Каспе устанавливается мощная толща, существенно состоящая из кластических пород и подстилающая кембрийские известняки.

Если отношение ее к последним совершенно очевидно, то не вполне ясно, подстилает ли эта формация и описываемые ниже водорослевые доломиты докембрия, т. е. нижнеманскую формацию, или же она моложе. В настоящее время имеется пока лишь одно непроверенное наблюдение, сделанное по рч. Сан. Около 1 км от устья долины этой речки, на левой ее стороне, из-под кембрийского известняка как будто появляются водорослевые доломиты, отделяющие его от пызасской (?) формации. Но так как доломиты наблюдались в обломках, возможно, что они и принесены из верховьев речки Сан, где они имеются в коренных выходах. Следовательно, это еще нужно проверить.

С этим вопросом связано и определение возраста разбираемой формации. Если описанные ниже водорослевые доломиты протерозоя действительно моложе ее, тогда она является докембрийской и параллелизуется с пызасской формацией Горной Шории, являющейся нижней в ее верхнем протерозое. В противном случае ее следует параллелизовать с мрасской формацией нижнего кембрия той же Горной Шории [26, 27 и 35].

Литологический состав формации еще не изучался. Во всяком случае он характеризуется наличием глинистых и кремнистых сланцев, зеленоватых песчаников, конгломератов и вероятно темных известняков; повидимому, это—прибрежные или мелководные морские отложения. В обломках в большом количестве присутствует пироксеновый порфирит. Мощность формации значительна.

Нижнеманская формация водорослевых доломитов

Сравнительно недавно, в 1936 г. эта формация была выделена мною на основании удачно собранного материала по р. Мане [30], где нижнеманская доломитовая формация залегает в верхней части протерозоя. То же самое справедливо для Чемальского листа. Поэтому для алтайских аналогов нижнеманской формации следует сохранить то же название. Правда, может быть стратиграфические границы алтайских и саянских представителей формации не совпадают вполне точно. Но для менее точной корреляции целых формаций относительно друг друга это на первых порах и неважно; говорить же о двух самостоятельных формациях водорослевых доломитов на границе кембрия и верхов протерозоя совсем нет оснований.

Типичным местным разрезом (стандартом для сравнения) формации можно выбрать ущелье Геолога, расположенное к северу от рч. Чашкиш, где отношения формации к соседним и ее границы с ними выступают очень отчетливо. Как ее перекрывает кембрий, уже рассмотрено выше. Отношение же к подстилающим формациям ясно из карты, хотя лежащий бок формации специальному изучению не подвергался. Поэтому неизвестно, есть ли в нем базальный конгломерат. Повидимому он отсутствует во многих местах, и водорослевые рифовые постройки лежат прямо на фундаменте. При этом последний оказывается то карбонатной толщей (по ущелью Геолога), то протерозойскими эффузивами. В последнем случае ясно видно, что под доломитами в разных местах лежат различные эффузивы. Так, в 0.6 км к ЮВ от пос. Еланды (рис. 12, обн. 4203 и 4206) под ними залегают диагенетизированные с красноватыми и зелеными пятнами эффузивы (возможно, усть-анзасской формации), а севернее, наоборот, доломиты подстилаются типичными серыми эффузивами. Таким образом несогласное залегание доломитов на более древних толщах налицо. Все эти контакты нельзя рассматривать как дизъюнктивные, так как прекрасно наблюдаемая слоистость водорослевых доломитов направлена параллельно лежащему боку.

Наблюдения показывают и тип несогласия, а именно угловое несогласие. Последнее доказывается, по крайней мере в нерезко выраженной форме, уже одним фактом залегания доломитов на разных формациях, причем это наблюдается на коротком расстоянии при значительной мощности эффузивов. Но по ущелью Геолога мы можем видеть падение подстилающей формации в противоположную сторону по сравнению с водорослевыми доломитами. Таким образом здесь в одном вертикальном сечении довольно резко выступает явное несогласие. Мы убедимся в этом еще более, если проанализируем направления складчатостей, смявших сначала фундамент водорослевых доломитов, а затем последние. Этот анализ, приведенный в главе о тектонике, показывает резкое различие этих направлений, что впрочем ясно видно и на фиг. 7, 8 и др.

Литологический состав водорослевых доломитов чрезвычайно выдержан и характерен. Это — светлые, почти белые породы с ясно выраженной и довольно тонкой слоистостью, обусловленной строматолитовым характером слагающих доломиты водорослей. Слоистость правильная; полусферовых, конических или пальцевидных выступов не замечено. Местами доломиты имеют оолитовую структуру. Водоросли весьма напоминают те, что залегают выше г. Красноярска по правому берегу р. Енисея у дер. Овсянки, где они также образуют светлые строматолитовые доломиты. Последние, кстати сказать, там тоже перекрываются несогласно темными известняками кембрия, весьма напоминающими литологически верхнемарские известняки, описанные ниже. В обоих местах отсутствуют характерные виды водорослей западно-сибирской формации.

Кроме водорослевых доломитов в нижнемарскую формацию входят местами и доломиты бесструктурные той же светлой окраски. Они конечно представляют собой скопление органогенной мути и песка, получающихся постоянно у рифов при разрушении их прибойной волной.

В правом берегу рч. Сана, 1.7 км от устья ее долины, в доломитах замечен конгломерат, состоящий из галек докембрийских эффузивов и залегающий между двумя горизонтами строматолитовых доломитов, примерно в 20 м от лежащего бока формации; поэтому он является несомненно внутрiformационным прибрежным образованием, вполне естественно перемещающимся с рифовой фацией. Последняя господствовала очевидно у берегов острова верхнепротерозойского времени. К сожалению, этот конгломерат не изучен детально. Между тем его состав должен решить вопрос об относительном возрасте нижнемарских пиритизированных диабазов, т. е. являются они древнее или моложе описываемых доломитов.

Мощность водорослевых доломитов достигает своего максимума (0.5 км) там, где они менее всего размыты, т. е. в районе ущелья Геолога. Эта мощность, а тем более первичная (полная), значительно превышает глубину, на которой могут жить водоросли; следовательно, в процессе роста строматолитов шло погружение их фундамента при сохранении глубины моря в известных узких пределах.

Фациальность нижнемарских доломитов вполне очевидна. Неясно лишь, в каких климатических условиях они образовались. Но светлая окраска доломитов и то обстоятельство, что аналогичные строматолитовые доломиты имеются в среднем кембрии Горной Шории среди археоциатовых известняков, указывают на довольно мягкий климат.

Интрузия озмеевикованного оливинового пироксенита

Как известно, в Западной Сибири имеются ультраосновные породы среднекембрийского возраста, обычно превращенные в змеевики. Мне всегда казалось, что кроме этих имеются еще более древние, а именно докембрийские гипербазиты. Основанием для такого мнения служи-

ли сильная их измененность и приуроченность лишь к площадям докембрия.

В Чемальском р-не по тем же признакам предположительно к докембрию относится озмеевикованный оливинный пироксенит, встреченный в карбонатной толще докембрия к западу от дороги, в 1.5—2 км ниже р. Нижней Еланды, на правой стороне Катунь (обн. 4236). В поле эта порода была принята за несомненный порфирит докембрийского возраста: настолько она по своему литологическому облику напоминает развитие вблизи докембрийские эффузивы. Внешне, это — темносерая порода, на черно-сером фоне которой видны светлозеленые пятна, сообщающие породе вид порфирита.

На самом же деле под микроскопом видно, что этот крупно- или среднезернистый гипербазит в значительной части состоит из пироксена, образующего упомянутые светлозеленые пятна и цементирующей, как бы разъедающей массы хризотила с серыми цветами при скрещенных николях. По реликтам петлистой структуры можно думать, что часть озмеевика получилась за счет оливина. Интересно отметить фигуры разъедания, которые весьма похожи на фигуры магматической коррозии, хотя в данном случае речь может идти лишь о метасоматозе. Имеется примесь рудной сыпи и биотита, который виден и под лупой в виде буровато-черных листочков. Под микроскопом по крайней мере некоторые из них являются вторичными.

Хотя порода кажется внешне массивной, однако она была сильно подавлена, так как под микроскопом ясно видно, что процесс озмеевикования развивался по ориентированным трещинам. Это подчеркивается тем, что рудная сыпь хромита расположена полосами вдоль неправильных реликтовых трещин тектонического характера и по трещинам спайности, по которым очевидно поступали в гипербазит растворы.

О более точном стратиграфическом положении описанной интрузии говорить еще преждевременно. В качестве же рабочей гипотезы можно выдвинуть мысль, исходя из сходства интрузии по литологическому облику с эффузивами мунжинской формации, что она сформировалась почти в то же время, что и эффузивы, например, после их образования и дислокации, а возможно и после отложения классических формаций верхнего протерозоя, если вспомнить, что гипербазиты Манского р-на секут эти формации [24].

Диабазовая формация

Под наименованием нижнеманской диабазовой формации был выделен особый тип жильных пород р. Маны (Восточный Саян), который при довольно характерном литологическом облике занимает вполне определенное стратиграфическое положение в верхах протерозоя [30]. В описываемом районе прототипами той же по видимому формации являются те обломки диабазов, которые встречаются в базальных конгломератах среднего кембрия, а именно в рудитах обнажения 4165 (рис. 12).

Геологический возраст данной формации определяется следующими стратиграфическими отношениями ее к другим формациям. Прежде всего ее диабазы секут докембрий района. В нижнеманских водорослевых доломитах они не встречены, но в гальке базального горизонта карчитской формации они попадают довольно часто.

Петрографический состав описываемой формации является весьма однородным и выдержанным. Сюда относятся породы, которые в поле можно назвать афанитами¹ или даже фельзитами, так как они имеют обычно светлозеленоватый или серый цвет. Для всех имеющихся образцов характерна

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в своем словаре неточно характеризует этот термин, как устревиний; он широко употребляется и очень удобен в поле для обозначения тонкозернистых жильных пород, состав которых устанавливается лишь под микроскопом.

обильная тонкая сыпь сульфида; это же отмечалось ранее и для соответствующих пород р. Маны [30]. В данном случае после полировки в отраженном свете она определена как тонкозернистая импренция преимущественно пирротина с незначительной примесью халькопирита.

Под микроскопом (шлиф 4165-17) мы видим, что, кроме рудной примеси в количестве около 5% по объему, порода содержит около 40% плагиоклаза и 50—45% пироксена вместе со вторичной роговой обманкой, получившейся за счет пироксена. Размер зерен не превышает 0.25—0.5 мм и только в редких порфировидных выделениях пироксена доходит до 1 мм. Последние почти не нарушают равномерной зернистости породы.

Пироксен бесцветный или сероватый, без следов плеохроизма, нередко с двойниками. Изменение породы выражается в появлении вторичного амфибола, эпидота, сульфидов, сфена, цоизита (очень мало), местами кальцита (4165б-1) и в почти полном разрушении плагиоклаза с образованием серицита и кварца (4165б-13, б-2). В одном образце (№ 4165б-10) видны неправильные расплывчатые черно-серые полосы метасоматической, импренированной черной игольчатой роговой обманки с плеохроизмом от светложелтоватого до желтовато-буроватого с зеленоватым оттенком. Эта буроватая роговая обманка весьма близка к бурой роговой обманке описанной ниже кембрийской (горношорской) диоритовой интрузии.

Верхнеманская фельзитовая формация

Эта формация установлена в 1936 г. в районе р. Маны [30]. В описываемом районе она встречена не в коренных выходах, а в обломках нижнекембрийских конгломератов, например в обнажении 4084 а по правой стороне Кагуни (рис. 7)—около 200 м по азимуту 330° от обнажения 4086, затем в обнажении 4100. Продукты ее разрушения слагают вышележащую еландинскую формацию, песчаники которой состоят в значительной части из зерен светлосерых и светложелто-зеленоватых фельзитовых и кварцевых альбитофиров. Подобные породы описаны недавно А. А. Меняйловым из соседней части Алтая [45, стр. 219—230]. Интересно, что там в данной формации найдены археоцитаты. Следовательно, можно было бы пока условно на этом основании и наши гальки считать представителями кембрийского вулканизма.

Согласно описанию А. А. Меняйлова, среди пород интересующей нас кембрийской формации нередко встречаются такие, которые очевидно являются не туфами, а конгломератами и песчаниками. В таком случае встречающиеся в них обломки кислых эффузивов могут представлять и более древнюю формацию, нежели та, в которой найдены археоцитаты.

Переслаивающиеся же с «туфами» эффузивы могут скорее принадлежать к силловой и дайковой фациям, а не к покровам, как считает автор, и следовательно могут быть корнями даже девонских эффузивов. Во всяком случае доказательства эффузивной фации в цитированной работе мы не находим. Таким образом, судя по наблюдениям А. А. Меняйлова, еще не исключается докембрийский возраст наших кислых эффузивов, находящихся среди нижнекембрийских галек. С другой стороны, наличие подобных пород по р. Мане в базальном конгломерате нижнего кембрия побуждает параллелизовать эти сходные породы друг с другом, хотя бы в порядке первого приближения.

Нижний кембрий

Адиакская формация

Кембрий, как и девон Сибири, богат эффузивами. Ими начинается и разрез кембрия Чемальского р-на. Эти эффузивы по сходному стратиграфическому положению параллелизуются с адиакской толщей Горной Шории [26] и потому названы здесь адиакской формацией.

Стратиграфическое положение и отношение ее к соседним толщам вполне определено: она залегает на нижнеманской формации водорослевых доломитов и перекрывается известняками нижнего кембрия верхнемрасской карбонатной формации, как это видно на рис. 7. Там также хорошо видно явно несогласное налегание ее на докембрий, причем она залегает на различных формациях докембрия, пересекая их структуру местами даже под прямым углом.

Менее ясно отношение описываемой формации к вышележащим верхнемрасским известнякам. Но этот вопрос решается тоже вполне определенно. Уже резкость границы между ними, так же как и быстрое «выклинивание» эффузивов, указывает на отсутствие согласия [35]. Это тем более вероятно, что эффузивы принадлежат к континентальной фации и конечно, как всякие вулканические постройки, подвергались в той или другой степени денудации. Размыв перед образованием следующей формации доказывают конгломераты, местами лежащие в основании верхнемрасских известняков. Так, в обнажении 4087 встречен базальный конгломерат с валунами доломита и амигдалофира. Соотношения в обнажении 4087а окончательно убеждают нас в перерыве после образования описываемой формации.

Распространение адиахской эффузивной формации, кроме указанного на рис. 7, установлено еще по правой стороне Нижней Еланды на значительной высоте (рис. 8), где имеются и покровная и дайковая фации.

Литологический состав ее характеризуется прежде всего базальным горизонтом, мощностью не более нескольких метров (рис. 7) или десятков метров (на рис. 8 7), состоящим из светлых брекчиевидных доломитов и доломитовых песчаников. Этот горизонт литологически с трудом отличается от светлых водорослевых доломитов, на которых он лежит; но по своему расположению в основании описываемой формации он несомненно относится к ней. О том же говорит и состав, в котором довольно отчетливо местами видна обломочная структура (рис. 10). При этом в одном месте (рис. 7), к ЮВ от обнажения 4087, обломки достигают размера глыб и имеют слоистую структуру водорослевых доломитов, ориентированную в случайных направлениях.

Интересно, что базальный доломит встречен лишь над водорослевыми доломитами докембрия или в непосредственной близости от них. Это, а также остроугольность, слабая окатанность обломков в базальном доломите указывают на отсутствие воздействия прибойной волны и переноса материала вдоль берега. Очевидно, эти отложения представляют собой местные накопления доломитового щебня, дресвы и песка на склонах суши. Континентальный характер этой фации согласуется с обломками вышезалегающих горизонтов описываемой формации.

В обнажении 4087а они представлены пачкой голубовато-зеленоватых песчаников и глинистых сланцев. Последние местами содержат углистые прослой. Эти слои скорее поэтому принадлежат к континентальному типу осадков. В них рассеяны отдельные гальки черного оолитового известняка (или миндалефира?) до 7 см в диаметре, светлосерого мелкозернистого песчаника и глинистого сланца. Одна из галек глинистого сланца имеет реликтовые тектоноструктуры; другая же—выветрелая (охристая), хотя светлосерый песчанистый цемент является свежим и неохристым.

Среди описываемых слоев обнажения 4087а имеется горизонт светло-зеленоватой брекчиевидной породы с остроугольными (отчасти) обломками темнозеленого афанита и бледнозеленого и сиреневого порфирита, в бледнозеленой основной массе которого включены фенокристы светло- и темно-зеленого пироксена, а также полевого шпата нежно-сиреневого оттенка. Преобладают обломки без миндалин, но кое-где попадаются куски и с типичной шлаковой текстурой. Под микроскопом туфовые обломочные по-

роды с обломками до 1—2 см очень сильно кальцитизированы и доломитизированы с развитием карбоната до 75%. Кроме того имеется значительное количество кальцитовых жилков.

Характерным для многих обломков является тонкая сыпь лейкоксена, в некоторых обломках слабо еще развившегося на месте титанистого минерала. В изобилии имеется еще хлорит, образовавшийся по мелким фенокристам пиробола. Наконец, есть рудный минерал без титана (никелистый).

В том же обнажении 4087а выходит порфирит силловой фации, не содержащий миндалин, местами массивный, местами рассланцованный. Форма силлов довольно причудлива (рис. 18); она указывает, что магма вторглась вероятно в полужидкую или пластичную массу отложений. Иными словами, порфириды почти сингенетичны этим отложениям, о чем говорят и упомянутые обломки порфирита, с которыми силлы образуют по общим характер-

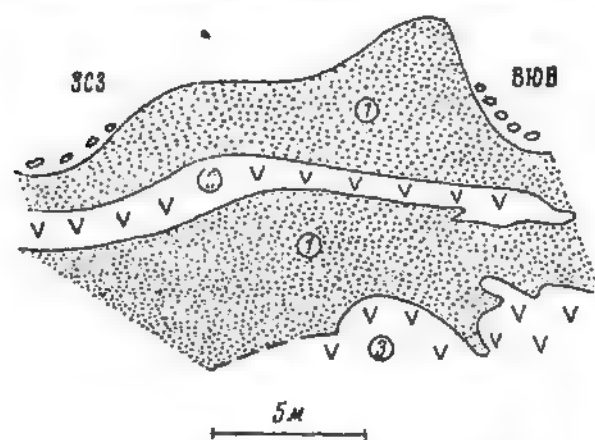


Рис. 18. Зарисовка формы силлов (2 и 3) диопсидового порфирита адиакской формации в обнажении № 4087а.

ным чертам одну и ту же группу эффузивов. В самом деле, петрографический облик весьма сходен и своеобразен. В силле 2 наблюдались крупные фенокристы аквамаринового цвета пироксена (столбики длиной 1.5 см) и белесого или желтого от выветривания минерала, а кроме того обычные светло- и темнозеленые, более мелкие фенокристы пироксена. В силле 3 наблюдались только последние. При рассмотрении под микроскопом порода оказалась, к сожалению, почти нацело превращенной в карбонат. Поэтому лишь аквамаринового цвета фенокристы можно определить как диоп-

сид, ибо их псевдоморфозы имеют характерное восьмиугольное сечение с узкими гранями [110]. Дайковая фация описываемых эффузивов встречается в обнажении 4123 (6 на рис. 8). Внешне эта светлозеленоватая порода похожа на порфирит с белесыми, бледнозеленоватыми фенокристами (1—2 мм) в светлозеленой основной массе, состоящей из плагиоклаза, в которой видны еще и темнозеленые пятна хлорита.

Под микроскопом белесые, местами с характерным и еле заметным сиреневым оттенком короткостолбчатые фенокристы с очертаниями пироксена оказываются почти целиком псевдоморфозами (в шлифе по диопсиду), если судить по небольшим его темно- и светлозеленым (в породе) остаткам среди замещающей массы. Последняя представляет буроватый в проходящем свете агрегат тонких зерен эпидота, отражающий первичную зонарную структуру пироксена. Благодаря этой структуре ясно видно, что пироксен подвергался магматической коррозии до застывания основной массы. Последняя состоит из среднезернистого агрегата зонарного плагиоклаза (0.3—0.6 мм), сохранившегося лишь во внешней зоне, затем вторичных магнетита, хлорита, эпидота и кальцита. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к хлоритовым псевдоморфозам, первичная природа которых поэтому не устанавливается. Эпидот образовался и после хлорита, поскольку он его сечет жилками. Магнетит образовался не в магматическую, а в эманационную стадию, так как его мелкие (0.01—0.1 мм) зерна распределены по контактам зерен или трещинам среди хлорита; внутри плагиоклаза и пироксена его зерна, как правило, отсутствуют.

Офитовая структура в виде ее реликта заметна лишь в отдельных участках шлифа, да и то она затушевывается при замещении хлоритом.

Кроме упомянутых пород, в описываемой свите наблюдались аггломераты (рис. 7, обн. 4089), сплошь состоящие из шлакообразных кусков темносерого с красноватым оттенком амигдалофира и известкового цемента. Эти куски имеют неправильную, как бы изъеденную поверхность; типичных бомб с закрученными концами и гладких лапилли среди них не наблюдалось. Под микроскопом видно, что темносерый лиловатый цвет объясняется очень густой сышью железного блеска и гематита. Они в виде тонких (0.02 мм) зерен переполняют основную массу эффузива, в которой плавают мелкие, тонкие, но очень длинные (0.3—1 мм) фенокристы плагиоклаза. Гематитом замещены редкие длинные пестоватые фенокристы пиробола с ромбическим поперечным сечением; он, следовательно, принадлежит к роговой обманке, если судить по этому сечению и по длине. Роговая обманка замещалась в других местах хлоритом и кальцитом. Внутри кальцита местами тоже наблюдается рудная сышь, причем он имеет кое-где идиоморфные очертания, что говорит о некотором метасоматозе при образовании кальцита. Плагиоклаз совершенно кальцитизирован. В других обнажениях аналогичных пород на ряду со шлаковыми обломками имеются и преобладают куски лиловато-серого порфирита с фенокристами зеленоватого плагиоклаза и черными мелкими вкрапленниками пироксена.

Описанные эффузивы относятся к диагенетизированной фазе, что проявляется в лиловатых тонах окраски шлаковых обломков. Извержения происходили в условиях суши. Мощность этой формации, вернее сохранившейся от денудации ее части, достигает максимум 100 м.

Корреляция ее с другими известными толщами может быть сделана с известной долей вероятности с адиякскими эффузивами Горной Шории [26, стр. 35; 35, стр. 64]. Последние залегают в нижней части кембрия Адиякского прииска, и над ним выше залегает толща сложного состава, в частности известняки с фауной нижнекембрийских археоциат. Следует отметить наличие аналогичных эффузивов в основании древнего кембрия в Северной Виргинии США [39].

Верхнемрасская формация

Эта формация выделена по наблюдениям в той же местности, как и предыдущая (рис. 19). Там хорошо устанавливается ее стратиграфическое положение и отношение к нижележащим толщам, что разобрано выше. Добавок упомянем о срезании ее лежащим боком дайковой фации мунжинских эффузивов (рис. 7, обн. 4086). Что касается отношения к вышележащей формации, то оно является также несогласным. Как видно на геологической карте (рис. 7), вышележащая песчано-глинистая свита залегает то на верхнемрасских известняках мощностью около 200 м, то непосредственно на протерозое, причем эта перемена происходит всего лишь через 1 км. Описанное выше залегание базальных слоев верхнемрасской формации под острым углом к ее лежащему боку объясняет уменьшение мощности лишь на несколько метров или десятков метров. Остальное есть очевидно результат размыва перед отложением следующей формации. Наконец этот же вывод получается на основании состава конгломерата последней, в котором встречены обломки верхнемрасских известняков (рис. 12, обн. 4198).

Литологически описываемая формация представлена почти исключительно однообразными известняками межрифовой или околорифовой фации (за исключением базальной части). В связи с этим они редко являются массивными, как, например, по левой стороне р. Нижней Еланды; обычно же они ясно тонкослоисты и даже плитчатые. Косой слоистости в них не было отмечено. Цвет известняков вообще довольно светлый — от белого до темносерого. Являясь кальколютитам и калькаренитам, известняки по этой

причине естественно лишены археоциат. Местами в них встречаются жиллообразные включения темного метасоматического силицилита, внешне и микроскопически ничем не отличающиеся от подобных образований протерозойского возраста.



Рис. 19. Известняки верхнепермской формации.

В базальной части описываемые известняки обогащены доломитом. Последний, возможно, отчасти является метасоматическим, проникшим из соседних докембрийских доломитов. Но другая часть его несомненно представляет муть и песчинки, отложенные вместе с известковым илом и теперь хорошо заметные на поверхностях выветривания. Встречаются участки, обогащенные антраконитом или с его жилками, а также оолитообразными водорослями. Местами, например, в обнажении 4086 (рис. 7) в известняках обнаруживаются отдельные гальки доломитов и оолитового силицилита из подстилающего протерозоя. Поблизости от этого выхода уже отмечен выше базальный конгломерат (рис. 7, обн. 4087а), залегающий на неправильной поверхности, вероятно деформированной при межформационных послойных перемещениях (обн. 4087а и 4087к). В этом конгломерате среди обломков встречены известняк, в частности мелкооолитовый, затем мелкооолитовый доломит нижнеманской формации и амигдалофир.

В других местах (рис. 7, обн. 4100) базальные слои представлены песчаниками, аналогичными тем, что перекрывают верхнепермские известняки. Общая мощность их незначительна. Среди обломков в песчаниках замечены зерна кварца, полевого шпата и мелкие гальки глинистых сланцев с реликтовыми тектоноструктурами (рис. 20), а также жильного кварца, силицилита, светло-зеленоватого кремнистого сланца и светлозеленоватого фельзита. Последние две породы повидимому представляют верхнепротерозойскую толщу, нацело уничтоженную в рассматриваемом районе денудацией, т. е. верхнеманскую фельзитовую формацию.



Рис. 20. Записовна реликтовой тектоноструктуры в гальке из базального горизонта известняковой формации (обн. 4100).

Внутриформационная стратиграфия описываемой толщи является очень простой. При однообразии ее известняков можно выделить лишь базальные слои, которые в разных местах в силу местных условий представлены различными породами.

Мощность формации в известных мне ее выходах не превышает 200—225 м.

Фаціальность формации вполне ясна лишь для нижних слоев, являющихся песчаниками и рудитами, т. е. мелководными отложениями. Основная же масса формации, представленная кальколютитам и калькаренидами и отнесенная поэтому к околорифовой или межрифовой фации, могла отложиться хотя и недалеко от рифовых островов, но на значительной глубине

при условии крутого падения морского дна у этих островов. Иными словами, эти осадки известковой мути и песка могли накапливаться в условиях не только перитового, но и батинального отдела моря. Возможность батинальной фации не исключается еще и потому, что, как разобрано выше, эти осадки имели характер подводной осыпи и отлагались отчасти под острым углом к морскому дну, что естественно именно при условии значительного его наклона.

Если таким образом отдел моря не устанавливается определенно, то все же вполне очевидно, что мы имеем именно околорифовую или межрифовую, а не рифовую фацию, как это считалось для данного района некоторыми исследователями Алтая. Те резкие раздувы и пережимы полос здешних кембрийских известняков, которые на Алтае столь четко выделяются среди других пород по светлому цвету, объясняются не онкоидной формой рифовых построек, а размывами и тектоническими движениями. Конечно, те же исследователи в то же время правы, поскольку они не выделяли из общей массы карбонатных толщ водорослевых докембрийских доломитов, — правы именно по отношению к последним.

Фациальные изменения описанной формации в районе уже отмечены, поскольку они относятся к базальным горизонтам. Что касается того, где находилась рифовая ее фация, то вероятно она располагалась неподалеку, в районе современного распространения, на поверхности докембрия. Данная область при общей антиклинальной структуре могла быть вероятнее всего островом, и вокруг этой суши располагались археоциатовые рифы. Они давали обломочный материал и впоследствии, при развивавшейся трансгрессии, или целиком перекрыли докембрийский фундамент, или изолировали своим кольцом острова. Тем или другим путем может быть объяснена та чистота известняков от терригенного материала, которая им свойственна.

Таким образом физикогеографические условия соответствующего времени кембрия рисуются для Чемальского р-на в виде теплого моря, сменившего континентальные условия и залившего в частности остатки вулканических построек предыдущего века кембрия. Последние, а также остатки докембрийской суши образовали острова среди моря. Тому из них, который располагался близ Чемала, можно дать название Чемальского. Впоследствии эти острова с рифовой оторочкой стали вероятно исключительно рифовыми.

Еландинская формация

Данная формация хорошо выделяется литологически в том же районе, что и описанные ранее формации (рис. 7). Под нею понимается группа кластических осадков, залегающая между верхнеюрскими и карчитскими известняками и известная на Алтае пока лишь по Катунь—от Чемала до р. Каспы.

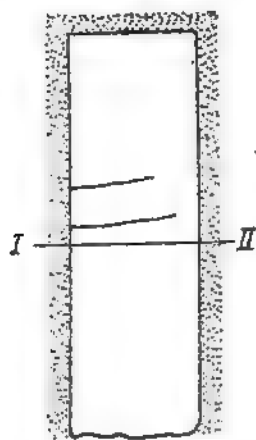
Отношение еландинской формации к подстилающей толще охарактеризовано выше. Это отношение достаточно ярко выражено по рч. Карасу (рис. 9 и 14), где видно угловое несогласие. Карчитская формация повидимому перекрывает ее тоже несогласно, почему эти формации принимаются за самостоятельные; об этом говорит довольно резкое различие в литологическом составе [35, стр. 35—6], затем кое-где встречающиеся базальные конгломераты (рис. 11, близ обн. 4214) и залегание карчитской формации непосредственно на нижнеманских доломитах.

Литологически свита представлена светлосероватыми, светло- и темно-серыми (до черного) глинистыми и кремнистыми сланцами, светлосерыми, серовато-серыми и светлосероватыми песчаниками, конгломератами и серыми слоистыми известняками. Конгломераты (обн. 4084а) содержат

мелкую гальку черных и светлосерых глинистых сланцев, песчаников, кварцевого порфирита (альбитофира), черного силицилита и белесой кремнистой породы (фельзита). В последних двух, а также в обломках глинистого и кремнистого сланца имеются ясные реликтовые тектоноструктуры, выраженные в частности и формой обломков (рис. 21). Вокруг галек наблюдаются светлые каемки древнего выветривания. В цементе много окатанных зерен силицилита и жильного кварца.

Состав песчаников соответствует составу конгломератов. Тот же состав имеют базальные песчаники верхнемрасских известняков (рис. 7, обн. 4100). Как описано выше, указанный только что состав конгломератов позволяет установить следы теперь не выходящей на поверхность эффузивной формации (верхнеманской), которая была частично или целиком уничтожена в начале кембрия.

Глинистые сланцы нижней свиты через известковистые сланцы переходят в известняки со значительной примесью глинистого материала. Последний распределяется весьма своеобразно, вследствие чего при выветривании получается крупноноздреватая или пещеристая поверхность от выщелачивания линзовидных или четковидных участков известняка. Эта характерная порода, легко узнаваемая в обнажениях, свойственна лишь описываемой формации; поэтому при картировании она может быть использована как местный маркирующий горизонт. Местами, например в обнажении 4162, расположенном в русле Катуня, около $\frac{1}{4}$ км ниже р. Верхней Еланды (рис. 12), глинистое вещество этого горизонта превратилось в черное или светлосерое кремнистое вещество. Такие породы при выщелачивании известняка также выглядят пористыми. В некоторых местах они теряют примесь известковистого материала и становятся кремнистыми сланцами или



Сечение по I-II

Рис. 21. Реликтовые тектоноструктуры в обломке кремнистого сланца из конгломерата еландинской формации.

лидитами черного и светлосерого цвета, с прослоями глинистого сланца. Последние, как мне кажется, представляют собой не первично-кремнистые диагенетизированные отложения, а метасоматические образования. К этому вопросу придется вернуться при описании следующей формации. Эти кремнистые сланцы в 1930 г. мною не были выделены из докембрия [28].

Стратиграфическая последовательность намечается в следующем порядке. Конгломераты и песчаники (с прослоями глинистых сланцев) преобладают в нижней части разреза, в то время как в верхней — известняки, известковисто-глинистые, а также кремнистые сланцы. Общая мощность нижней свиты колеблется от 20 до 100—125 м. По рч. Сану она совершенно отсутствует. Фациальные изменения в ней имеются и выражаются, например, в том, что близ водораздела Чашкиша (рис. 7, у обн. 4100) своеобразный «ноздреватый» глинистый известняк исчезает, заменяясь более чистым, с обычной поверхностью выветривания. Далее к ССЗ известняки вовсе выклиниваются.

Физикогеографические условия во время отложений описанной свиты определяются ее принадлежностью к литоральной неритовой фации.

Карчитская формация

Сюда относятся светлые пластинчатые известняки кембрия, широко развитые в районе (рис. 7, 8, 9, 11, 12 и др.), прекрасно прослеживаемые и поэтому хорошо выявляющие структуру района. Они перекрываются узасской формацией.

Типичный разрез их можно видеть по р. Верхней Еланде. Название их заимствовано из Горной Шории, где имеется их стратиграфический эквивалент.

Отношение к выпележащей узасской формации можно назвать угловым несогласием. Правда, при взгляде на карту бросается в глаза, что карчитские известняки хорошо выдержаны по простиранию, и мне нигде не пришлось наблюдать, что выпележающая толща залегает прямо на докембрие. Но все же представление о согласном залегании опровергается фактами.

Прежде всего мощность карчитских известняков меняется довольно сильно, и характер этого изменения указывает на складчатость их до узасской формации. В самом деле, минимальная мощность их равна 25 м (к северу от Карасу), а наибольшая известная мощность тех же известняков



Рис. 22. Карчитские известняки. Вид с правого берега Катуня на ее левый берег против дер. Еланды.

наблюдается в замке синклинали по р. Катунь выше дер. Еланды, где эта величина превышает 500 м (рис. 22).

Таким образом, резкую разницу в мощности карчитских известняков нельзя объяснить неравномерным отложением на весьма неровном дне моря, так как эта разница более 200 м и достигает не менее 500 м. Такое объяснение к тому же было бы крайне неправдоподобно при удивительной однотипности и выдержанности литологии карчитских известняков. Следовательно, большая мощность их в синклинали объясняется не первичными условиями отложения, а последующей денудацией, при которой осадки сохраняются целиком или большей частью в синклиналях.

Итак, мы должны сделать два вывода. Во-первых, изменения мощности карчитских известняков обязаны денудации; во-вторых, перед этим должна была образоваться синклиналь, т. е. прошла фаза складчатости, чтобы в ней могла сохраниться значительная мощность карчитских известняков. Эти выводы хорошо согласуются с теми, которые были получены в Горной Шории для соответствующих по возрасту формаций.

Второй факт, указывающий на фазу тектогенеза до узасской формации, таков: на северном водоразделе рч. Сана в обнажении 4216а (рис. 11) наблюдается рассланцованный поперек слоев (в замке) дополнительной складки горизонт карчитских известняков. Параллельно сланцеватости располагается дайка также рассланцованного пироксенового порфирита. Эта рассланцовка позволяет легко признать в нем, как и в других обнажениях карчитской толщи, порфирит узасской формации, в то время как пор-

фириты среднекембрийской толщи являются массивными, нерассланцованными. Таким образом, дайка узасского порфирита при своем образовании сформировалась в уже дислоцированной свите карчитских известняков.

Возраст их установлен еще в 1930 г. [28] по археоциатам, близким к камешковским формам.

Распространение карчитских известняков в Чемальском р-не отчасти видно на карте Чемальского листа. Для других районов они еще не установлены. Литологический состав их довольно однообразен. Основная масса свиты представлена светлыми, почти белыми, реже темными тонкослоистыми, часто плитчатыми известняками или скорее мелкозернистыми мраморами. Так их следует назвать в силу повсеместной общей тонкой перекристаллизации, что естественно при сильном региональном метаморфизме нижней части кембрия. В районе еландинского плутона они переходят в контактовые мраморы, кое-где даже грубозернистые или же скарнированные. В связи с этим находится их сильная дислоцированность и рассланцовка. Достаточно указать, что, например, в описанном ниже обнажении 4162 в замковой зоне синклинали слои стоят вертикально (рис. 12). Мало того, там же по рч. Сану у обнажения 4181 наблюдается опрокину-



Рис. 23. Обнажение № 4181 по правой стороне рч. Сан.

тое к ЮЗ залегание северо-восточного крыла синклинали (рис. 23).

Местами описываемые тонкозернистые мраморы окремнены с образованием метасоматического силицилита серого или светлосерого цвета. Когда проявился этот метасоматоз, хорошо показывает деталь обнажения 4163в (рис. 24), которая имеет общий интерес с точки зрения оценки генезиса силицилитов. В самом деле, мы здесь имеем на первый взгляд послойное тело, правда линзовидной формы силицилита. Приглядевшись поближе, мы видим в нем хорошую ясную слоистость, вообще идущую согласно со слоистостью вмещающих мраморов. Таким образом, перед нами как будто силицилит осадочного, а не метасоматического происхождения. Но это оказывается не так: тот же силицилит дает отпрыски по сланцеватости мраморов, идущей здесь в замковой зоне, как полагается, вкрест простирания слоев. Эти отростки идут почему-то в сторону, главным образом, лежащего бока. В сторону висячего бока они имеются, но тупые. Отпрыски силицилита литологически тождественны послойной его залежи. Это доказывается еще и структурно, так как и там и здесь имеется ноздреватость (результат неполного замещения), а слоистость послойной залежи распространяется, изгибаясь, в один из отпрысков. В другом же

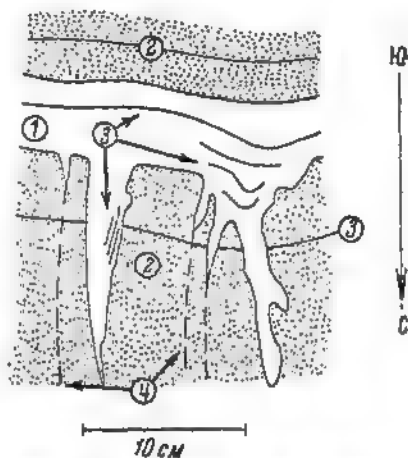


Рис. 24. Фотосхема детали обнажения № 4163в.

1 — силицилит; 2 — мрамор;
3 — слоистость; 4 — сланцеватость.

открыске видна слоистость его, параллельная его контакту, т. е. перпендикулярная слоистости осадочной свиты. В этом случае, следовательно, слоистость силицилита не представляет собой даже реликта первичной слоистости отложений, а является отражением изменчивости метасоматоза вдоль трещины, как непрерывно-прерывистого процесса.

Итак, описанный силицилит вовсе не является осадочной породой, хотя он и слоистый. Это еще раз доказывает, что нельзя строить выводы об осадочном происхождении кремнистых пород только на основании их слоистой структуры, которая может быть и послойной (реликтовой) и вдоль трещин.

В сущности, описанный силицилит лишь в том случае можно считать примерно одновозрастным с карчитским мрамором, если обе породы считать метаморфическими. В таком случае они образовались в конце отложения нижней группы кембрийских формаций. Иными словами, силицилит обнажения 4163в образовался не только после того, как отложились карчитские карбонатные осадки, но и после их смятия в складки и расщепления. Верхний предел возраста этой метасоматической породы определяется тем, что она сечется дайкой диабазы (в обн. 4163), по моему мнению, кембрийского возраста, следовавшего за одной из кембрийских складчатостей. С другой стороны, обломки как будто такой же породы встречены в базальных рудитах среднекембрийской толщи.

В составе описываемой свиты имеются еще конгломераты, правда распространенные довольно мало. Так, в обнажении 4199 в бровке еландинской эрозионной 150-метровой террасы в основании нижней свиты карчитской формации встречен конгломерат с гальками водорослевых нижнеманских доломитов, светлозеленоватых амигдалофиров и темносерых оолитовых и мергелистых известняков, очень похожих на некоторые известняки из адиакской формации.

Относительно фациальности и фациальных изменений, а также физико-географических условий отложения верхней свиты карчитской формации можно было бы повторить все, что сказано о верхнемрасских известняках.

Узасская формация

Это название было предложено для кембрийской эффузивной формации Горной Шории [26, 39]. Здесь она представлена несколько иначе и разнообразнее и, может быть, является более молодой, существенно осадочной формацией. Но сходное стратиграфическое положение позволяет нам пока не отделять ее от ее прототипа. Типичным разрезом формации в Чемальском р-не может служить разрез правого склона р. Верхней Еланды.

Отношение данной формации к более молодым устанавливается непосредственно лишь с отложениями, которые перекрывают ее с угловым несогласием (рис. 25). Тем не менее мы считаем возможным отнести ее к ряду формаций нижней толщи кембрия, а не верхней толщи среднекембрийского возраста. Основанием для этого пока служит общий интенсивный дислокационный метаморфизм и метасоматоз и рядом наблюдающееся иное состояние среднекембрийских пород того же петрографического состава.

Распространение узасской формации повидимому довольно широкое, но недостаточно изучено.

Литологический состав узасской формации довольно пестрый: здесь наблюдаются конгломераты, брекчии, песчаники, сланцы и известняки. Все это теперь раздавлено, расщеплено и метасоматизировано с образованием актинолита, хлорита, эпидота и др. Конгломераты и брекчии являются весьма обычными среди других пород формации. В их обломках встречаются почти исключительно однотипные эффузивного облика породы, существенно пироксеновые и пироксено-плагиоклазовые порфириды. Так как среди этих

обломков мало, а местами вовсе нет амигдалофиров, то это сразу ставит под сомнение их туфогенный характер, который кажется с первого взгляда вероятным, но окончательно опровергается реликтовыми тектоноструктурами обломков, как, например, в обнажении 4246 по р. Верхней Еланде в 2.6 км от устья. Ясно, что куски лавы, разбрызганные при извержении (бомбы и лапилли), не могут иметь никаких реликтовых тектоноструктур. Кстати, я обращаю внимание петрографов на метод реликтовых тектоноструктур, позволяющий нередко отличить настоящие туфы и туфобрекчии — результат вулканических пароксизмов — от осадочных брекчий и конгломератов. Некоторые петрографы не считаются ни с указаниями динамической геологии, ни с непосредственно наблюдаемыми фактами и нередко принимают поэтому нормальные песчаники, конгломераты и брекчии за пирогенные породы, так же как типичные дайковые и силловые изверженные породы отно-

сят к излившимся на дневную поверхность образованиям. Как раз петрографы, которые должны были бы, казалось, помочь здесь геологам-съемщикам, вносят не мало неясностей в этот важный вопрос.

В состав обломков описываемых грубо-обломочных отложений входят следующие породы: серовато-белый мраморизованный известняк (редко), пироксеновый порфирит, пироксено-плагиоклазовый порфирит, изредка лиловатый плагиоклазовый порфирит, светлозеленоватый афанит (обн. 4246).

Наиболее часто встречающийся пироксеновый порфирит, как и в узасской формации Горной Шории, характеризуется довольно крупными фенокристаллами пироксена.

Песчаники обычно отличаются от конгломератов лишь малой величиной обломков, но не их составом, — при той же или еще большей степени метасоматоза и динамометаморфизма.

Сравнительно небольшое участие в составе формации принимают зеленые хлоритовые, реже серые филлитовидные сланцы.

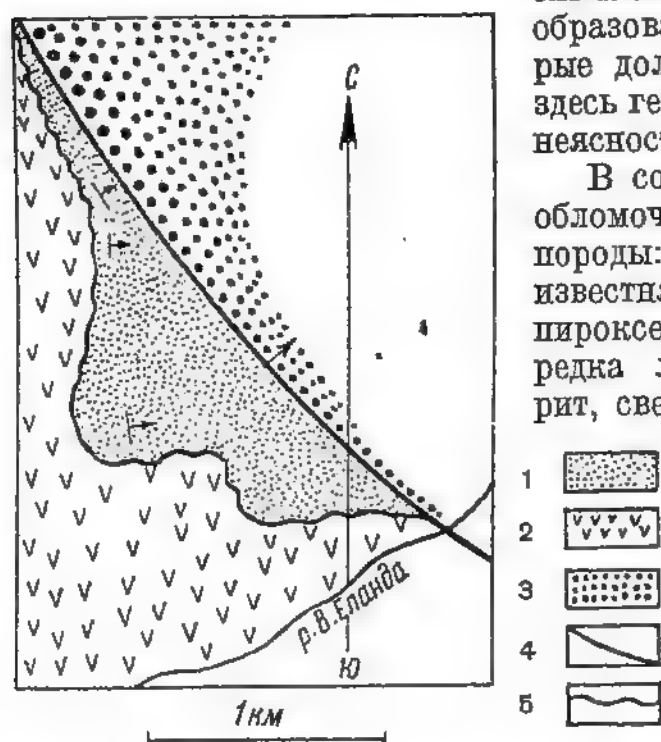
Рис. 25. Отношение нижнего силура (?) и узасской формации. Выкопировка из геологической карты окрестностей дер. Еланды, составленной Б. Ф. Сперанским и М. Е. Матвеевской.

1 — силур; 2 — узасская формация; 3 — метаморфическая сланцевая толща (жондомская формация); 4 — дизъюнктив; 5 — угловое несогласие.

Местами в описываемой формации появляется интенсивная известковистость; в таких зонах нередки линзы красноватого и зеленоватого известняка или скорее тонкозернистого мрамора. При большей мощности такие линзы превращаются в значительные, выдерживающиеся на сотни метров пачки белых тонкослоистых, тонкозернистых мраморов, как это наблюдалось, например, по левому верховью ключа Чапкиша (обн. 42326), в 0.2 км от устья его правого верховья.

Внутриформационная стратиграфия характеризуется приблизительно так: в нижней части преобладают грубообломочные породы и песчаники, в средней части — сланцы, песчаники и известняки, а в верхней — сланцы. Наиболее выдержанная и мощная пачка известняков залегает в 200—400 м над лежащим боком формации.

Как видно из описания, в начале образования формации господствовали условия литорального и неритового отделов, расположенных рядом с островами из эффузивных пород. В последующую эпоху по берегам их разви-



вались рифовые постройки, давшие значительное количество извести в формировавшиеся осадки. Наконец, в последний век узасская формация отлагалась в более глубоком море, поскольку в это время накапливались почти исключительно глинистые отложения.

Горношорская интрузивная формация

К этой формации мною отнесены глубинные породы существенно диоритового состава, обнаруженные в еландинских конгломератах и брекчиях кембрийского возраста, и соответствующие этим обломкам дайковые тела в докембрийском фундаменте. Распространение данной интрузивной формации довольно значительно: она выступает вблизи Катуня к югу от Чемала. Она встречена пока в двух формациях, будучи конечно моложе их, — в карбонатном докембрии и в мунжинской эффузивной формации.

Таким образом, нижний предел возраста горношорской интрузии как будто допускает ее допалеозойский возраст. Верхний же предел определяется возрастом еландинского конгломерата (и брекчии), который является среднекембрийским. Таким образом, интрузия может быть не только докембрийской, но и нижнекембрийской вплоть до начала среднего кембрия. Из этих двух возможностей следует выбрать последнюю, и вот почему: как ниже описано, базальный горизонт среднего кембрия содержит в обломках не только интрузивные породы, но и их контактовую зону, представленную существенно белыми мраморами различной крупности зерна в соседних обломках (от мелкозернистых до грубокристаллических). Некоторые куски являются при этом волластонитовыми и гранатовыми мраморами, переходящими при преобладании граната в гранатые скарны. Кстати сказать, гранат здесь является почти бесцветным и общей почти белой окраски мрамора не меняет даже в гранатовом скарне, притом не только в шлифе, но и макроскопически.

Если мы теперь примем во внимание, что в рудитах обломки мрамора достигают очень больших размеров и обычно совсем не окатаны, что глыбы мрамора почти всюду белые, даже при мелкой и тонкой зернистости, то мы приходим к выводу, что мраморы являются породами местными, получившимися за счет перекристаллизации не докембрийских, а кембрийских (именно карчитских) известняков, которые здесь же образуют мощную контактовую зону.

Далее, хотя отчасти мраморизация была вызвана более поздней интрузией катунита, но мраморизация обломков еландинских брекчий существовала и до этой интрузии. Так, в обнажении 4165 (рис. 12), довольно далеко (не менее $1\frac{1}{4}$ км) расположенном от катунита, мощность которого едва ли более 100 м, мы видим не только различную мраморизацию обломков карбонатных пород (при наличии здесь обломков гранатового скарна), но и отсутствие контактового метаморфизма в обломках изверженных пород, которые испытали лишь аутометаморфические изменения.

Таким образом, в этом обнажении 4165 имеются обломки и самой интрузии и ее контактовой зоны, получившейся за счет кембрийских известняков.

Вот почему мы считаем данную интрузию кембрийской. С этим выводом гармонирует тот факт, что ни в одном конгломерате, более древнем чем еландинские рудиты, не встречены обломки описываемой интрузии. Наконец, в обнажении 4165 встречены один-два обломка милонитизированного, ороговикованного (со вторичным биотитом) и вообще сильно измененного диорит-порфирита. Это конечно отнюдь не доказывает, что метаморфизм исходил от катунита, так как все остальные обломки глубинных и дайковых пород не испытали контактового воздействия. Но это указывает на наличие в контактовой зоне горношорской интрузии какого-то более древнего диорита. Вот этот последний вероятно и является докембрийским.

Петрографическая характеристика горношорской интрузии дается прежде всего по обломкам в еландинских рудитах, так как именно здесь их возраст не вызывает сомнений. Именно поэтому такое описание должно быть особенно детально. В сущности, такие обломки как стандарт для сравнения, как бесспорный материал для выявления облика интрузивной формации во всех случаях заслуживают монографического изучения и описания. Но это — очевидно вполне самостоятельная тема, и наше дальнейшее описание можно рассматривать лишь как первый шаг на пути к выполнению этой задачи, тем более, что мы не можем дать химических анализов пород.

Одним из типичных и обычных представителей горношорской интрузии в еландинских рудитах является образец 41656-7. Это — среднезернистый светлозеленовато-серый диорит. Он состоит прежде всего из изометрических, но не столбчатых зерен роговой обманки зеленовато-черного, даже черно-серого цвета. Последние рассеяны (местами в небольшом количестве) среди светлозеленоватой смеси белесого плагиоклаза и светлого пироксена. Светлая окраска пироксена является характерной для данной породы. Благодаря ей подобные образцы кажутся гораздо более близкими к кислым породам, чем это есть на самом деле. Изометричность роговой обманки придает всей описываемой группе пород своеобразный облик, по которому она легко узнается затем в дайках и других телах докембрийской толщи.

Роговая обманка — обыкновенная бурая, что у диоритов встречается не очень часто. Под лупой и в шлифе очертания роговой обманки изъеденные: пойкилитовые включения обычны, состоят из серицитизированного плагиоклаза и пироксена и представляют отчасти лишь сечение слепых, но глубоких заливчиков магматической коррозии, выполненных пироксеном и плагиоклазом. Таким образом, последние отчасти образовались после кристаллизации роговой обманки и ее разъедания; но другие идиоморфные кристаллы плагиоклаза и пироксена, включенные в периферическую зону роговой обманки, свидетельствуют о более ранней фазе их кристаллизации.

Плагиоклаз почти целиком превращен в тонкую сыпь серицита; по краям в нем развит и актинолит. Обычной для диоритов зонарности нет или она очень не ясна, что проявляется и в одинаковой серицитизации центра и периферии зерен. Определить номер плагиоклаза для этого образца не удалось.

Пироксен относится к авгиту, он местами sdвойникован, бесцветный или сероватый с чуть заметным буроватым оттенком.

Между основными компонентами имеется ничтожное количество кварца и альбита, повидимому эманационного происхождения, после которых образовался цоизит с включенными в нем иголочками актинолита.

Кроме основного изменения, т. е. актинолитизации роговой обманки и серицитизации плагиоклаза, порода подверглась расланцовке в одном направлении с образованием тонких жилочек в этом направлении, состоящих из альбита и клиноцоизита, пересекавших в частности кристаллы цоизита; после этого образовались снова жилочки из кварца, альбита и клиноцоизита; наконец образовались жилки хризотила, которые секут все и по которым после их образования прошли микродвижки.

В других образцах сложность микротектонических и метасоматических процессов тоже значительна. Так, в шлифе 41656-5 жилка хризотила сечется жилкой бесцветной роговой обманки. Амфиболизация весьма характерна для всех образцов. Этот процесс является самым ранним из постмагматических, причем в некоторых шлифах (41656-8) есть и бурая вторичная роговая обманка с щетинистыми концами, окаймленная более поздним светлозеленоватым и бесцветным амфиболом, с той же оптической и кристаллографической ориентировкой.

В описанном выше типичном образце встречаются и вытянутые, игольчатые кристаллы роговой обманки, но они связаны с секущей породу жил-

кой. Впрочем, изредка среди обломков попадаются и такие образцы, которые целиком характеризуются шестовой роговой обманкой (41656-4); но это породы, характеризующие вероятно не самую интрузию, а ее жильные, переходные к пегматоидам разности. Следует отметить еще мелкозернистые серые микродиориты гипидиоморфнозернистой структуры того же минералогического состава, как и описанный выше типичный диорит, с заметными местами обрастанием пироксена (которого здесь мало) бурой роговой обманкой.

В качестве второй, несколько отличной разновидности опишем далее образец (№ 4255) серого среднезернистого авгитового диорита, состоящего более чем на 50% из черных опять-таки изометричных зерен роговой обманки, грязнозеленоватого авгита и мутного белого плагиоклаза. Роговая обманка свежая, блестящая. Под микроскопом ясно видно, что роговая обманка зонарная, в центре бурая (с плеохроизмом до светложелтого и светлозеленоватого-желтого), а по периферии зеленая (с плеохроизмом до светлозеленоватого и светложелтоватого). Переход бурого центра в зеленую кайму совершенно плавный. Зеленая кайма образовалась еще в магматическую фазу, ибо она была корродирована магмой, с образованием заливчиков и с последующим заполнением их плагиоклазом и пироксеном. Местами зеленая кайма отсутствует, будучи очевидно уничтожена совершенно при магматической коррозии. Изредка видны плеохроичные дворники.

Плагиоклаз ясно зонарный, тонкодвойниковый; он сильно серицитизирован, а также замещен сыпью эпидота и кальцитом. Авгит без двойников и правильной спайности замещается сначала амфиболом, затем кварцем и альбитом и наконец кальцитом. В породе имеется примесь апатита и обесцвеченного биотита с заливчиками. Апатит наблюдается только в роговой обманке.

Вторичные изменения выразились прежде всего в оригинальной амфиболитизации; этот процесс, наращивая концевые грани роговой обманки с сохранением ее ориентировки, прошел в три фазы: в первую и третью фазы образовался бесцветный слабозеленоватый амфибол (тремолит), а в промежуточную — изумрудно- или яркозеленый актинолит. Перед образованием третьей фазы был перерыв, когда актинолит не только не отлагался, но даже первые две зоны вторичной роговой обманки были уничтожены кое-где растворами, и в третью фазу ее светлозеленоватая роговая обманка образовалась непосредственно на первичной. Повидимому, одновременно местами при этом отлагался кальцит.

В дальнейшем растворы образовали сначала мелкозернистый агрегат кварца (и альбита?), затем кальцита и эпидота и наконец только кальцита, как это видно по последовательности заполнения одной миаролитовой пустотки; между прочим, в центре последней в кальците замечен красивый сросток остроугольных кристалликов сфена.

Интересно отметить, что в другом образце (№ 4255-2) мы имеем почти такую же породу, с полным тождеством даже в отношении трех фаз амфиболитизации. Единственным отличием, вероятно случайным, оказалось лишь образование хлорито-серпентина, который все сечет. Перед образованием кварцево-альбитовых и кальцитовых жилок имело место раздробление некоторых зерен и минералов; смятие было также и после отложения кальцита, что видно по изгибанию двойников кальцита.

Средний кембрий

Очень важной для стратиграфии Ст₂ являются обнажающиеся у дер. Еланды базальные конгломерато-брекчии или еландинский рудит (рис. 12), так как одной из обычных пород в обломках брекчии являются описанные выше диориты и другие представители горношорской интрузии.

Кроме того, часто встречаются сульфидизированные докембрийские диабазы, затем различной величины (нередко крупные глыбы) обломки мраморов разной степени мраморизации, в частности волластонитовых, гранато-кальцитовый скарн, своеобразные породы «пещеристого» горизонта кембрия и наконец белые доломиты протерозоя. Последние вверху Еландинского утеса, на правой стороне Катуня, образуют доломитовый конгломерат с прекрасно окатанной галькой (рис. 13), почему прежнее представление о тектоническом происхождении еландинского рудита [28] приходится оставить (рис. 26).

Средний кембрий в 1937 г. не изучался. По прежним данным он сложен конгломератами и брекчиями из эффузивного материала, а также песчани-



Рис. 26. Остроугольный обломок в еландинском рудите.

ками и сланцами с прослойкой известняков. В 1930 г. в этой толще, в 1 км выше дер. Еланды, на правом берегу Катуня, была найдена окаменелость, напоминающая *Agnostus*. Состав среднего кембрия, установленный в 1930 г., остается прежним, по площади его развития требуют ревизии, так как в нем были объединены различные формации. В частности сильно метаморфизованные пироксеновые порфириды, сланцы, песчаники и мраморы по западной окраине катунского горста несомненно значительно древнее. Но и среди нерассланцованных массивных пород, похожих на средний кембрий, теперь придется выделить те, которые подстилают нижний кембрий, а вероятно и водорослевые доломиты нижнеманской формации.

Интрузия катунита

Эта интрузия впервые была встречена мною в 1930 г. в Чемальском р-не, у дер. Еланды, где она вскрывается по берегам Катуня (рис. 12). Второе местонахождение ее установлено, если не ошибаюсь, в верховьях рч. Большой Сумульты, где это интрузивное тело выделил на своей карте еще С. А. Яковлев и откуда в 1930 г. коллектор А. Иванов привез образцы.

Описываемая интрузия изучалась и сотрудниками Алтайской тематической партии, в частности Б. Ф. Сперанским, М. К. Винкман и М. Г. Матвеевской.

Возраст катунита в настоящее время определяется следующим образом: сам он сечет не только карчитскую формацию известняков, но и своеобразный еландинский рудит, описанный выше. Таким образом он во всяком

случае не древнее среднего кембрия. Последнее подтверждается еще и тем, что связанные с катунитом и характерные для него жилочки аксинита залегают в порфиритовой формации среднего кембрия.

Что касается верхнего предела возраста катунита, то пока можно сделать лишь первую попытку установить его. Прежде всего следует иметь в виду, что едва ли он мог попасть в какие-либо отложения, кроме четвертичных галечников, так как он едва вскрыт современной долиной Катунь. Поэтому искать его гальки в палеозойских конгломератах Еландинского р-на бесполезно. Верхний предел возраста пока намечается тем фактом, что довольно частые жилочки сирцевого аксинита встречаются лишь в среднем кембрии Катунь. В более молодых породах ни я, ни В. Ф. Сперанский с его сотрудниками, ни Ю. А. Кузнецов этот минерал не встречали, хотя последний особенно много и внимательно изучал силур и лежащие среди его площади плутоны. Вторым фактом, определяющим возраст катунита, является пересечение его дайками диабаз, тождественного тому, что в Салаирском р-не сечет кембрий и находится в гальках базального конгломерата нижнего силура. Следовательно, катунит древнее не только S_1 , но и этого кембрийского диабаз, возраст которого нам ближе не известен. Если учесть, что верхнекембрийская интрузия Горной Шории является резко отличной от катунита, хотя она известна в довольно многочисленных представителях, то нашу интрузию катунита следует отнести скорее к среднекембрийскому циклу вулканизма, в рамках которого точное место ее пока не определяется.

Петрографически эта интрузия весьма своеобразна, причем это своеобразие бросается в глаза. Оно выражается в том, что биотит породы или замещающий его хлорит (пеннин) образует в ней крупные листочки, достигающие 4 см. При этом они проросли плагиоклазом, что хорошо видно и без лупы, и выглядят поэтому пятнистыми. Листочки биотита располагаются самым различным образом в пределах одного образца. Никакого ни плоского, ни линейного параллелизма (Faserung) в них не наблюдается.

Вот этот своеобразный облик породы, придаваемый ей крупными листочками биотита с пойкилитовым их прорастанием и другими признаками, заставляет меня выделить ее под особым названием катунита.

На хорошо сглаженных поверхностях выступает и вторая особенность этой породы, заключающаяся в характере распределения зерен роговой обманки. В ней замечается определенная закономерность: словно в момент остывания магмы в ней возникли различно ориентированные лучи. С первого взгляда их можно принять за сечения крупных листочков биотита, но в действительности они состоят из роговой обманки.

Под микроскопом видно, что катунит состоит главным образом из разрушенных почти нацело плагиоклаза, ортоклаза, биотита, роговой обманки и пироксена. В качестве примеси имеется апатит; последний в некоторых шлифах отсутствует и может быть является вторичным. В других шлифах нередко темноцветные минералы узнаются лишь по их продуктам изменения.

Плагиоклаз всюду чуть не целиком превращен в смесь цонзита, эпидота и серицита. По краям повидимому плагиоклаз «подновлен» с образованием альбита.

Ортоклаз часто с неправильным пятнистым угасанием присутствует в незначительном количестве, ксеноморфен, заполняя промежутки между зернами плагиоклаза, причем плагиоклаз перед этим был разъеден. Апатит связан именно с этими участками ортоклаза в виде шестоватых шестигульных призм с низким преломлением, поперечной отдельностью и прямым угасанием. Таким образом апатит выделился в период застывания остаточной части магмы. Ортоклаз местами является микропертитовым, причем ясно видно, что пертитизация является метасоматическим процессом, поскольку она наблюдается вдоль трещины в однородном зерне, по которой развивается также эпидот (шлиф 4071).

Биотит после кристаллизации был изъеден магмой с образованием коррозийных заливчиков, затем заполненных плагиоклазом и другими минералами. Таким образом пойкилитовая структура биотита отчасти объясняется сечением этих заливчиков, которыми биотит очевидно был превращен в решето.

В настоящее время биотит или целиком, или в иных образцах отчасти превращен через постепенное обесцвечивание в хлорит с легким плеохроизмом от светложелтоватого или бесцветного до светлозеленого. Местами этот хлорит оказался затем смятым.

Роговая обманка присутствует в небольшом количестве. В некоторых шлифах ее не видно, хотя часть хлоритовых зерен видимо образовалась за ее счет. Ее разновидность с плеохроизмом от светлозеленого до изумрудно-зеленого является видимо вторичной. Другая же, являясь первичным компонентом, имеет плеохроизм от яркозеленого до зеленовато-желтоватого.

Пироксен имеет в шлифе еле заметный желтоватый или светлозеленоватый оттенок. Вместе с тем он по своему распределению в породе мало отличается от ортоклаза, давая вытянутые неправильные заполнения промежутков между зернами плагиоклаза. При этом последние нередко обнаруживают ясный, кое-где даже резко выраженный идиоморфизм по отношению к пироксену.

Для характеристики состава описываемой породы был определен шлик, вымытый из раздробленного ее образца. Это было сделано М. П. Нагорским, которому автор приносит свою благодарность. В шлике оказались: 1) рудные (ильменит, магнетит и пирит) до 50—60%; 2) зеленая роговая обманка; 3) иногда бесцветный клиноцоизит (до 5%); 4) короткостолбчатый апатит (до 3%); 5) редкие листочки биотита; 6) моноклинные пироксены; 7) эпидот (до 30%), частью волокнистый; 8) кальцит (меньше 1%); 9) хлорит (менее 0.5%), 10) циркон в виде единичных зерен с тупой верхушкой; 11) буроватый сфен; 12) бесцветный двусный минерал (топаз) с показателем преломления от 1.620 до 1.630 (до 10% максимум).

Верхний кембрий

Агайринская формация

Эта формация была выделена в 1930 г. [28], причем предположительно была отнесена к силуру. В настоящее время, когда стал лучше известен состав верхнего кембрия Западной Сибири [26, 31 и др.], ее скорее можно отнести именно к этому отделу, хотя попрежнему предположительно.

Литологический состав формации был вскрыт лишь одним пересечением в верховьях рч. Агайря и Анос—левых притоков Катуня.¹ К западу от катунского горста здесь залегают песчаники и конгломераты вероятно еландинской формации, и белые плитчатые известняки карчитской формации. В песчаниках отмечаются зерна кварца (в частности фенокристы с заливчиками), плагиоклаза, силицилита, глинистого сланца, фельзитового кераатофира и докембрийской порфиритовой формации.

В конгломерате же имеются еще гальки тонкозернистого мрамора, фельзита и кремнистого сланца. О последнем в 1930 г. записано следующее: «Кремнистые гальки этого конгломерата разбиты трещинами, не проходящими в цемент и ориентированными различно в соседних гальках. Это обстоятельство с несомненностью указывает на складчатость более древнюю, нежели рассматриваемые конгломераты» [28]. Таким образом у автора зародилась идея о реликтовых тектоноструктурах [29].

На описанном кембрии залегают с востока на запад и следовательно

¹ Эти реки текут севернее площади, изображенной на сводной геологической карте. *Прим. редактора.*

снизу вверх: 1) сильно рассланцованные конгломераты с гальками метасоматического силицилита, серовато-белого известняка и других пород в красном сланцеватом цементе мощностью около 35 м; 2) через 10 м светлосерый известковистый песчаник мощностью около 10 м; 3) зеленоватые тонкосланцеватые глинистые сланцы, которые видны через 95 м, на протяжении 150 м; 4) розоватый крупнозернистый калькаренит с примесью зерен кварца; 5) примерно через 50 м светлосерый известняк; 6) через 30 м лиловатые глинистые сланцы и красновато-серые известковистые песчаники; 7) наконец, через 50 м тонкое пререслаивание характерного для свиты розоватого известковистого песчаника с бордовыми сланцами.

Верхний кембрий р. Верхней Еланды и рч. Карасу

Примерно в 4.5 км от устья р. Верхней Еланды по правому ее склону обнажаются конгломераты и плотные серые известняки, местами являющиеся калькорудитами; последние перекрываются пререслаивающимися светлосланцеватыми, светлосланцеватыми и серыми сланцами, красноватым и светлосерым известковистым песчаником и известняком.

В нижних известняках имеются трилобиты и членики криноидей; отсутствие кораллов и мшанок, столь обычных в послекембрийских известняках, указывает на вероятность верхнекембрийского возраста. В гальках имеются следы древнего выветривания, особенно хорошо заметные в конгломератах рч. Карасу, где повидимому обнажается та же толща, весьма похожая по литологии и общей стратиграфической последовательности пород на агайринскую формацию.

В последнем случае конгломераты при простирании по азимуту 325° падают на СВ $\angle 80^\circ$, будучи опрокинуты, так как рассланцовка имеет более пологое падение и тоже к В. К западу от них залегают серые калькарениты, падающие по азимуту $210^\circ \angle 70^\circ$, а к востоку — докембрийские эффузивы. Конгломерат имеет красный цвет и состоит из глинистого цемента и галек, а также валунов белого кембрийского известняка, красного от выветривания амигдалофира, красных сланцев, черного силицилита, докембрийского доломита и светлосланцевато-серых лав. Валуну достигают в диаметре 1—1.5 м. Резкое красное выветривание особенно ярко сказывается в зеленоватых породах с красной периферической каймой. Над калькаренитом стратиграфически выше залегают светлосланцеватые сланцы. Общая картина здешней структуры изображается на рис. 27, который представляет собой зарисовку северо-западного водораздела рч. Карасу.

Если верхнекембрийский возраст описанных отложений подтвердится, то к верхнему кембрию могут принадлежать сходные красноцветные сланцы, песчаники и конгломераты верховьев Чемала, Малой Сумульты и Актеда и известняки верховьев рч. Каамги.

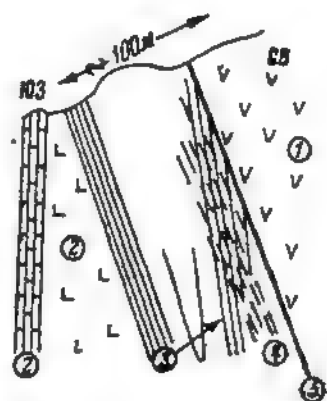


Рис. 27. Зарисовка северо-западного водораздела рч. Карасу, изображающая тектонику важного участка агайринской формации.

1 — эффузивы протерозоя;
2 — кембрийские известняки;
3 — эффузивные образования;
4 — сланцеватость в агайринской формации;
5 — выброс.

Силур

Зелено-фиолетовая формация нижнего силура

Силурийская система в Чемальском листе пока лишена известных органических остатков. Поэтому она здесь выделяется лишь на основании стратиграфических соотношений с установленными фаунистически кембрием и

девоном. Кроме того, еще в 1930 г. при выделении силурийских толщ не было особых затруднений вследствие хорошо известного в Алтае и Салаире литологического состава и общего характера силурийских формаций. В этом выделении их, наконец, помогает непосредственное прослеживание их из бассейна р. Чуи, где силурийский возраст обоснован фаунистически. Это прослеживание в 1935—1936 гг. произведено проф. Ю. А. Кузнецовым [9, карта]. В 1937 г. мною силур вовсе не изучался. Поэтому дальнейшее описание основано главным образом на прежних, а также литературных данных [9, 25].

Стратиграфическое отношение силура к кембрию в тех местах, где он слагает значительные площади и где его возраст не вызывает сомнений, непосредственно не устанавливается, так как эти площади обособлены дизъюнктивами. Впрочем, особенной необходимости в этом нет.

В самом деле, салаирский тектогенез, несомненно проявившийся в соседних областях, не мог не сказаться и в данной части той же самой геосинклинали, историю которой нельзя отрывать от развития того тектонического целого, куда относится Чемальский р-н. Что он не мог быть и не был каким-то островком («щитом») среди волн кембрийских складок, показывают и некоторые факты. В частности, конгломераты силура, встреченные по рч. Шебалику (приток Семы) и содержащие гальку кембрийских известняков и интрузивных пород, свидетельствуют о глубоком размыве не только кембрия, но и застывшей в нем на глубине интрузии. Такие же конгломераты установлены в верховьях рч. Сумульты.

Силур Чемальского листа в настоящее время имеет представителей обоих отделов. К нижнему силуру здесь относится зелено-фиолетовая и каракудюрская (или курайская) формации, а также интрузия альбититов. Взаимоотношения между этими формациями установлены в 1935—1936 гг. Ю. А. Кузнецовым; по его данным, зелено-фиолетовая формация сложена главным образом песчаниками и сланцами, обычными для этой широко развитой в Западной Сибири метасоматизированной формации.

Альбититы

Эти породы встречены Ю. А. Кузнецовым вне пределов Чемальского листа, хотя в 1930 г. автор нашел их в конгломератах верхней формации нижнего силура. По Ю. А. Кузнецову эти альбититы секут зелено-фиолетовую формацию Алтая и встречаются среди галек базального конгломерата его каракудюрской формации. Таким образом стратиграфическое положение данной интрузии установлено очень точно.

Каракудюрская (или курайская) формация

Эта формация была установлена в 1935—1936 гг. Ю. А. Кузнецовым. Повидимому, та же формация еще ранее была названа в юго-восточном Алтае В. А. Кузнецовым курайской. Ее возраст в Чемальском листе палеонтологически еще не установлен, хотя по рч. Шебалику автором найдена фауна трилобитов плохой сохранности. Но она занимает определенное положение между зелено-фиолетовой формацией и чуйской формацией верхнего силура. Мощность формации в разрезе по рч. Шебалику не менее 2 км, причем верхняя часть сложена сланцами, а нижние 800—900 м песчаниками и конгломератами.

Литологический состав формации характеризуется неритовыми геосинклипальными осадками, представленными конгломератами, зеленовато-серыми песчаниками, зеленоватыми и красноватыми сланцами и известняками. Наиболее интересны конгломераты. По рч. Большому Сайгопошу (одно из верховьев рч. Малой Сумульты) они состоят из галек гранита,

жильного кварца с медной зеленью, красноватого порфирита, красных сланцев, зеленых песчанистых сланцев, красновато-серых песчаников, белого, розового и серого известняка, фельзита и сургучно-красной яшмы. В этом наборе досилурийских пород нетрудно узнать кембрийские отложения с характерными белыми и розовыми известняками и сургучно-красной яшмой; возраст аналогичной яшмы на горе Орлиной (Салаир) недавно точно установлен как среднекембрийский [31].

Ю. А. Кузнецов для соседней части Алтая [9] установил, что сургучно-красная яшма тоже имеет кембрийский возраст, так как она встречена в первичном залегании в кембрийской порфиритовой формации, а ее гальки обнаружены в конгломератах нижнего силура (в зелено-фиолетовой формации Алтая). Наконец, красноцветные сланцы описываемого конгломерата скорее всего являются верхнекембрийскими.

Дальше в аналогичном, но рассланцованном конгломерате рч. Шебалика (1.5 км от Чуйского тракта), выступающем на протяжении 80 м, обнаружены [28] гальки белого, зеленоватого и розоватого известняка, эффузивов кембрийского типа, красной яшмы и розоватого альбитита. По Среднему Шебалику близ устья в таком же конгломерате встречен еще кварцевый диорит, порфирит и метасоматический силицилит, возможно указывающий на вскрытие докембрия.

Чуйская формация верхнего силура

Эта формация автором не изучалась, так как она выходит в южной части Чемальского листа, где на карте выделена по данным Ю. В. Пинуса и Б. Ф. Сперанского [25]. Она была установлена еще акад. В. А. Обручевым [20], затем изучалась Н. Н. Горностаевым, Ю. А. Кузнецовым и др. Ю. В. Пинус [25, 37] указывает в ее составе зелено-серые и фиолетовые (с гематитом) известковистые сланцы, серые и зеленоватые известковистые кварцевые песчаники и светлые тонкозернистые мраморы до 200 м мощностью. В этих породах наблюдается нередко пльчатость и сильная рассланцовка, а также хлоритизация и серицитизация терригенных отложений.

Элекманарская интрузия

Эта интрузия входит в исследованный район лишь своей южной оконечностью, меридионально вытянутой между рч. Чемалом и Элекманаром (к востоку от известной туристам Крестовой горы). Название интрузии дано в 1930 г., когда она была изучена коллектором Катунской партии Западно-Сибирского геологического треста П. Ф. Филимоновым. В 1934 г. она изучалась А. П. Лебедевым, а в 1936 г. — Ю. В. Пинусом [25]. Работа первого опубликована и содержит подробное ее описание. Поэтому здесь мы можем не останавливаться на описании этой интересной интрузии, с которой сходны еще два плутона в бассейне нижнего течения Кубы. Согласно описанию А. П. Лебедева элекманарский плутон сложен в значительной части кварцевыми диоритами (которые наблюдались и нами), а также более молодыми граптодиоритами, гранитами и гранит-порфирами. Среди дайковых пород, прорывающих интрузию, отмечены микродиориты, аплиты, диабазы и кварцевые порфиры, а по А. П. Лебедеву — еще спессартиты, аплит-порфиры, гранофировые фельзиты и пегматиты [11, стр. 145—147]. Контактный довольно слабый метаморфизм выражается в ороговивании, а также эпидотизации и хлоритизации. Ширина экзоконтактной зоны не более 1.5 км.

Слабый контактовый метаморфизм, наличие порфировидной структуры, зонарность плагиоклаза, присутствие пироксена — все это указывает на принадлежность элекманарского плутона к гипабиссальной фации, с чем согласуется сильное проявление метасоматизма в контактовой зоне.

Возраст элекманарского плутона А. П. Лебедевым [11, стр. 102] считается каледонским, так как подобные интрузии встречаются в гальке девонских конгломератов по рч. Куралбасу и Айреку; но этим не доказываются их возраст. В самом деле, какие это конгломераты? Если среднедевонские, то не исключен возраст тельбесский, тем более, что А. П. Лебедев указывает [11, стр. 102] на прорыв девонских ортофиоров гранитной магмы на горе Чаптаган и на горе Адыган. Эти граниты очевидно никак не могут быть каледонскими. К сожалению, гальки конгломерата не описаны. С другой стороны, если учесть, что метаморфическая сланцевая толща района курорта Чемала скорее всего докембрийская, то возраст элекманарского и аналогичных плутонов может оказаться и кембрийским и докембрийским.

Этот широкий диапазон возраста элекманарского плутона можно несколько сузить, лишь отбрасывая его тельбесский возраст по следующим соображениям. Прежде всего он пересечен дайками кварцевого порфира, причем последний скорее всего относится к тельбесским эффузивам. По нашим данным и по данным А. П. Лебедева [11, стр. 116, 112, фиг. 3], он прорван также порфиритом, который приходится считать не моложе тельбесского возраста. Наконец, по своему составу, для которого характерны кварцевые диориты, данный плутон лишь с большой натяжкой может быть сопоставлен с девонскими интрузиями.

Если таким образом возраст интрузии устанавливается как додевонский, то дальнейшее уточнение можно сделать лишь путем сравнения с гальками силурийских и кембрийских конгломератов. В частности, в базальном рудите среднекембрийского возраста имеются обломки диоритов, как будто напоминающих элекманарский плутон. Детальное сравнение этих пород — дело будущих исследований.

Девон

Онгудайская (нижнетельбесская) формация

Под этим наименованием была выделена и кратко описана в 1930 г. формация зеленоватых пироксено-плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов и их туфов, обнажающихся по левому склону долины рч. Урсул близ с. Онгудай.

В 1935—1936 гг. ее изучал Ю. А. Кузнецов [9].

Отношение данной формации к другим и возраст ее в 1930 г. не были достаточно изучены и остались неясными, и онгудайская формация была предположительно отнесена к силуру, так как она рассекается близ Куроты дайками девонских фельзитовых и кварцевых альбитофиоров и так как в ней встречены были прослойки зелено-серых песчаников типичного для силура минералогического состава и облика [28].

По более поздним данным Ю. А. Кузнецова [9] эта формация относится к девону и складывается энстатит-авгитовым и авгитовым порфиритом. Повидимому она является представителем нижнетельбесской формации [26], но некоторое своеобразие ее литологического состава заставляет пока сохранить данное ей первоначальное название.

Среднетельбесская формация кислых эффузивов

Эта формация впервые выделена автором в Горной Шории [26]. При исследованиях 1937 г. обнаружилось ее тождественное стратиграфическое положение и самостоятельность в Чемальском р-не, почему рационально воспользоваться здесь уже имеющимся термином, не создавая без особых оснований нового. Отношение среднетельбесской формации к нижнетельбесской при отсутствии нормального стратиграфического контакта все же

устанавливается ясно, что хорошо видно к востоку от рч. Куроты. Отношение же описываемой толщи к более молодым указано ниже.

Распространение ее очень широко. Она главным образом слагает куротинский грабен. Затем она же пересечена Кадрином немного ниже кадринского горста, откуда ее распространение точно не прослежено, но довольно значительно.

Литологический состав и внутрiformационная стратиграфия могут быть очень хорошо изучены в разрезе левого берега Урсула, на что к сожалению не было времени.

В первом же приближении этот состав характеризуется фельзитами, фельзитовыми и кварцевыми альбитофирами и связанными с ними обломочными породами из того же вулканического материала, к которому примешивается в различной мере терригенный материал. Данные образования по Урсулу образуют толщу весьма большой мощности, определенную в 1930 г. примерно в 4 км. Эта цифра конечно должна быть проверена, так как без выяснения внутрiformационной тектоники мы не можем отрицать возможного повторения слоев.

Возраст среднетельбесской формации непосредственно не определяется. Правда, в данной формации имеется девонская фауна, но она точнее не устанавливает возраста. Эта фауна была встречена у верхнего конца дер. Туекты, против телеграфного столба № 183, где в прослойках глинистого сланца обнаружены остатки фенестеллид, спириферов, *Pachypora* sp. и *Zaphrentis* sp. Вероятно, здесь же акад. В. А. Обручев нашел [24, стр. 343] *Pachypora* sp. и *Favosites* sp. ex. gr. *F. Forbesi* (по определению В. П. Нехорошева). Так как в Западной Сибири подобных мест с фауной почти нет внутри девонских эффузивных формаций, в будущем следует тщательнее собрать фауну в этом пункте, хотя она попадает там в довольно скудном количестве.

Шебалинский плутон тельбесской интрузии

Выделенное под названием Шебалинского массива тело, вытянутое почти меридионально, длиной около 20 км и шириной 6—8 км, картировано и описано автором в 1930 г. [28]. Оно расположено в пределах Семинского белка. Отношение плутона к другим формациям таково: он повидимому метаморфизует кислые тельбесские эффузивы и сечется диабазофиритами и лабродоровыми порфиритами среднего девона, на основании чего относится к тельбесской интрузии. По форме тела он является скорее всего межформационным лакколитом.

Шебалинский гипабиссальный массив состоит главным образом из среднезернистого, светлорозового, местами порфириовидного биотита, роговообманкового адамелита. Вокруг него наблюдается слабое ороговикование, а также хлоритизация, эпидотизация и амфиболизация.

Антроповская и абрамовская формации

Состав и стратиграфические отношения этих формаций только намечены при наблюдении в 1937 г., когда они были установлены по левой стороне рч. Куроты, выше пересечения ее тропой из Аптиекты (рис. 28). В 0.4 км выше этой тропы к ССЗ от брода и вверх по Куроте выходит широко развитая здесь среднетельбесская формация кислых эффузивов девона. В обнажении 4052 (рис. 29) эта формация сменяется новой, параллелизуемой здесь предположительно с антроповской формацией Западной Сибири [4; 26; 35].

Эта формация имеет здесь сравнительно малую мощность, примерно всего лишь несколько десятков метров. По составу ее можно разделить на две свиты, резко отличающиеся друг от друга литологически.

Нижняя свита антроповской формации состоит из конгломератов, сланцев и песчаников. Из них особенно интересны конгломераты. Местами эти конгломераты являются весьма грубообломочными, включая валуны до 0.4—1.5 м в диаметре. Правда, эта валунная разновидность встречена лишь в обнажении 4052 (рис. 28 и 29). Ледниковых шпатов на поверхности валунов не отмечено. За окаменевшую морену эту породу принять нельзя, несмотря на глинистый цемент, так как последний является слоистым и слои под валунами не изгибаются (рис. 30). Скорее всего валунные конгломераты представляют собой отложения типа конгломератов у подножья гор, сложенных девонскими кислыми эффузивами. Состав валунов и галек конгломерата весьма однообразный; он указывает, что соответствующий участок близ расположенной суши был сложен только одной, а именно среднетельбесской формацией кислых эффузивов. В самом деле, в обломках, обычно хорошо окатанных, встречаются лишь эффузивы этой формации. В частности, здесь найдены светлосерые и светлорубовые кварцевые альбитофиры и фельзиты, столь обычные для ее состава. Они ничем петрографически не отличаются от представителей последних. На поверхности галек кое-где встречаются красные каемки выветривания; это дает основание полагать, что источником обломочного материала описываемых конгломератов была пустынная суша с климатом, который по крайней мере местами был довольно теплым или жарким.

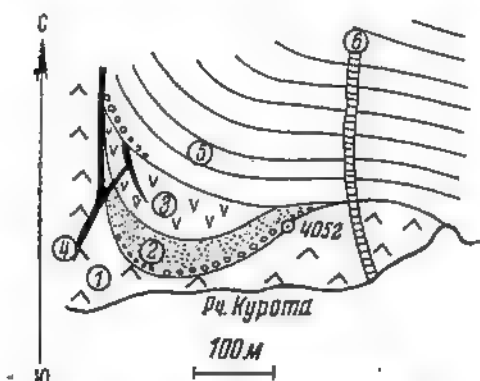


Рис. 28. Геологическая обзорная карта участка долины Курорт выше рч. Курортенок.

1 — среднетельбесская формация;
2 — нижняя и 3 — верхняя свиты антроповской (?) формации;
4 — абрамовские эффузивы дайковой и силловой фации; 5 — курортинская формация; 6 — дайна альбитофира

За окаменевшую морену эту породу принять нельзя, несмотря на глинистый цемент, так как последний является слоистым и слои под валунами не изгибаются (рис. 30). Скорее всего валунные конгломераты представляют собой отложения типа конгломератов у подножья гор, сложенных девонскими кислыми эффузивами. Состав валунов и галек конгломерата весьма однообразный; он указывает, что соответствующий участок близ расположенной суши был сложен только одной, а именно среднетельбесской формацией кислых эффузивов. В самом деле, в обломках, обычно хорошо окатанных, встречаются лишь эффузивы этой формации. В частности, здесь найдены светлосерые и светлорубовые кварцевые альбитофиры и фельзиты, столь обычные для ее состава. Они ничем петрографически не отличаются от представителей последних. На поверхности галек кое-где встречаются красные каемки выветривания; это дает основание полагать, что источником обломочного материала описываемых конгломератов была пустынная суша с климатом, который по крайней мере местами был довольно теплым или жарким.

На поверхности галек кое-где встречаются красные каемки выветривания; это дает основание полагать, что источником обломочного материала описываемых конгломератов была пустынная суша с климатом, который по крайней мере местами был довольно теплым или жарким.

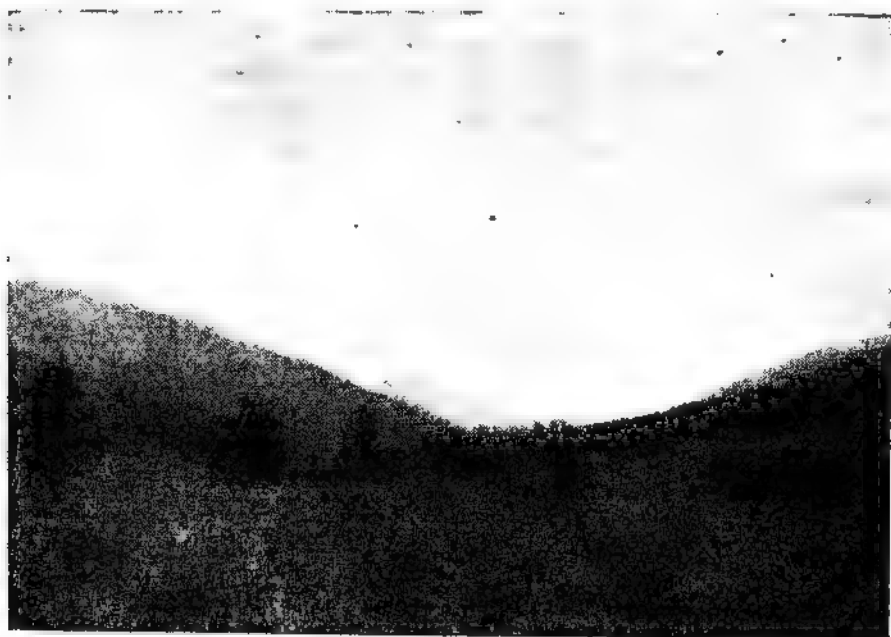


Рис. 29. Долина рч. Курорт в ее верховье близ обнажения № 4052.

Что касается реликтовых тектоноструктур в обломках конгломератов, то, хотя для их поисков почти не было времени, все же они были встречены на некоторых обломках в довольно отчетливой форме. Эти реликтовые тектоноструктуры являются пока единственным документом, указывающим не только на перерыв в отложении, но и на фазу тектогенеза перед отложением

описываемого базального конгломерата. Но, так как метод реликтовых тектоноструктур уже проверен во многих случаях на практике и еще более утвердился при такой проверке, упомянутую фазу тектогенеза можно считать установленной постольку, поскольку мы действительно видели реликтовые тектоноструктуры в данном конгломерате. Следует только отметить, что тектогенез этот был не особенно сильным, так как реликтовые тектоноструктуры встречаются повидимому не часто; кроме того вытянутости и тем более пластинчатости галек, обязанной рассланцовке, не наблюдается. Впрочем, надо иметь в виду, что породы галек, во-первых, являются особенно прочными, а во-вторых, даже в современных выходах этих пород при прекрасной рассланцовке более молодой формации эти кислые эффузивы, как правило, являются массивными, нерассланцованными, хотя и сильно трещиноватыми.

С конгломератами связаны песчаники, имеющие обычно светлозеленый и светлосерый цвет. Состав песчаников повидимому аналогичен составу конгломерата. Песчаники переслаиваются со светлордзово-красными и яркокрасными глинистыми сланцами. И сланцы и песчаники испытали сильную рассланцовку, что проявилось между прочим в мерцающем блеске поверхности сланцеватости, т. е. в динамометаморфизме с параллельным образованием серицита.

Хотя обнаженность описываемой нижней свиты антропопской формации является далеко не полной, все же по отдельным выходам

создается определенная картина распределения пород. В то время как конгломераты расположены в основании формации, песчаники и сланцы преобладают или исключительно развиты в верхней части. Таким образом, из этой стратиграфической последовательности вытекает вывод о трансгрессивном характере формации, хотя детали разреза для нас остаются неясными.

Верхняя свита описываемой формации представлена рассланцованными эффузивами, а именно амигдалофирами вероятно порфиритового состава, а также частью их туфами, частью конгломератами, состоящими почти исключительно из обломков амигдалофира. В последних, а может быть в амигдалофировом покрове, встречаются обломки хорошо рассланцованных красноватых и зеленоватых сланцев. Последние получили свою рассланцовку несомненно до попадания в туфы и по возрасту являются скорее всего силурийскими.

Абрамовская формация выделяется здесь условно на следующих основаниях. Только что подчеркивалась сильная рассланцовка покровов и вообще всей антропопской формации. Резко отличными в этом отношении являются выделяемые здесь в абрамовскую формацию диабазофириты, представленные дайковой фацией. Несмотря на то, что это — дайки и следовательно именно поэтому могли быть сильнее изменены эманациями, чем покровы, и лучше подготовлены к рассланцовке, — они являются массивными. Сланцеватость, правда, и у них наблюдается, но лишь в контактах и притом много слабее. Это нельзя объяснить разницей в составе, так как диабазофириты абрамовской формации не подверглись окремнению; и в то время как, независимо от состава, и сланцы, и песчаники, и эффузивы антропопской (?) формации рассланцованы, секущие их диабазофириты выглядят массивными породами. Это бросающееся в глаза различие, наблюдаемое в одном и том же месте, при прочих равных условиях может быть объяснено лишь тем, что диабазофириты образовались не только после антропопской (?) формации, но и после того, как она была в той или другой степени дислоцирована. Вот на чем основывается выделение диабазофиритов в особую формацию.

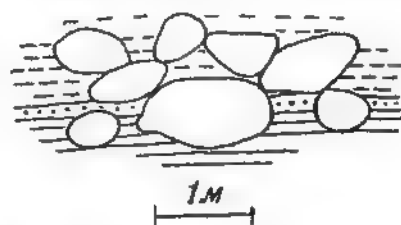


Рис. 30. Схема структуры базального горизонта в обнажении № 4052.

Параллелизация диабазофиритов с абрамовской формацией Горной Шории здесь проводится по их сходству в общей последовательности эффузивных и осадочных формаций сравниваемых районов, а также и по их литологическому сходству.

В самом деле, в Горной Шории абрамовская формация с диабазофиритами лежит под D_3 , а по данным проф. М. А. Усова [35], она является кроме того более древней, чем среднедевонские слои, содержащие *Spirifer cheechiel* de K o n. В описываемом районе хорошо развиты последние, и они тоже перекрывают диабазофириты. По крайней мере нигде в слоях со *Spirifer cheechiel* эти диабазофириты не встречены и, что особенно показательно, не найдены в описываемом участке, несмотря на то, что рядом они пререзают антроповскую формацию довольно многочисленными дайками. Что касается литологического сходства, то оно бросается в глаза в поле и устанавливается сопоставлением имеющихся из Горной Шории и Алтая образцов. Алтайские образцы представляют собой типичные зеленовато-серые породы, афанитовые или со структурой диабазовых порфиритов, нередко содержащих сравнительно редкие миндалины, как это обычно наблюдается у даек, образовавшихся недалеко от земной поверхности. Под микроскопом порода оказывается весьма сильно измененной, т. е. эпидотизированной и кальцитизированной, почему первичный состав ее по имеющимся шлифам устанавливается плохо.

Куротинская формация (слои со *Spirifer cheechiel*)

Эти отложения хорошо отделяются от нижележащих только что описанных формаций рч. Куроты, как это видно на геологической карте. На ней ясно видно, как данная формация, состоящая главным образом из глинистых сланцев, залегает то на среднетельбесской формации, то на более молодых. Интенсивный размыв первой из них доказывается конгломератами описываемой формации, почти исключительно состоящими из ее фельзитов и кварцевых альбитофиритов.

Но устанавливаемое таким образом несогласие является не скрытым, а угловым. Это следует из того, что абрамовская и антроповская формации уцелели под лежащим боком куротинской осадочной толщи как раз там, где они образуют небольшую синклинали, а не просто заполняют впадину предкуротинского рельефа. Эта маленькая синклинали здесь устанавливается наблюдениями, по которым слоистость в антроповской формации следует параллельно, а не под углом к ее лежащему боку (рис. 28). В соответствии с этим валунные базальные конгломераты наблюдались в обнажении 4052, т. е. не на дне, а вверху борта предполагаемой долины. Итак, то обстоятельство, что антроповская формация уцелела лишь в мульде синклинали, а в антиклинальных зонах были уничтожены не только ее отложения, но и часть среднетельбесской толщи, — это обстоятельство позволяет нам принять особую фазу складчатости, прошедшую перед образованием описываемой формации.

В типичном проявлении она встречена все в том же районе верхней части рч. Куроты. Отсюда она прослеживается довольно далеко к северу и югу в пределах куротинского грабена, хотя для точного картирования в 1937 г. времени не было, и ее границы намечены главным образом по наблюдениям 1930 г. Эта же толща развита южнее рч. Урсула, в частности по рч. Караколу, откуда известны кровельные сланцы. Наконец, признаки вероятно той же толщи обнаружены по рч. Улу-су, согласно моему маршруту 1932 г. из Чибита в Чемал через верховья Сумульты. В последнем пункте она представлена различными сланцами и темными известняками с фауной *Favosites* sp. и др.

Возраст описываемой толщи определяется на основании палеонтологических данных. В 1930 г. в ней была собрана фауна по рч. Кислии, по ее правому борту, в 3 км от устья. Эта речка впадает в рч. Сему справа в 3,4 км ниже с. Шебалино. Собранная там фауна была предварительно обработана в 1931 г. студентом Томского индустриального института Ларищевым. При этом в ней определены следующие виды:

1. *Productella* conf. *dumosa* Hall.
2. *Cyrtina demarllii* Bouch.
3. *Dalmanella* (*Schizophoria*?) aff. *carinata* Hall.
4. *Chonetes* cf. *minuta* Coldf.
5. *Chonetes* aff. *jerseyensis* Weller
6. *Spirifer* sp.
7. *Paracyclas* aff. *lirata* Conrad.

Повидимому в этой же формации, но по правой стороне и в верховьях рч. Богужлана, в 5,5 км от устья в 1930 г. Ю. А. Красновым и З. Н. Покровской, коллекторами Катунской геологической партии, были найдены следующие формы:

1. *Spirifer* conf. *mesostrialis* Hall.
2. Sp. ex gr. *cheechiel* de Konn. sp.
3. *Productella* cf. *spinulicosta* Hall.

Далее по той же речке, в 4,4 км от устья ее долины, среди обломков глинистых сланцев и известняков обнаружены членики криноидей, мшанки, *Fenestella* sp., редкие брахиоподки, *Aulopora* sp. и *Favosites* sp. Затем в верховьях р. Бертки, на широте с. Шебалина у идорского взброса в известковистых песчаниках обнаружены членики криноидей, что дает основание для поисков более интересных окаменелостей.

Следует отметить еще один важный пункт нахождения фауны той же формации на перевале из верховьев р. Тыткескена в рч. Кызылгат в системе р. Каспы (обн. 2920). Здесь у тропы близ аила¹ рядом с идорским взбросом встречены *Heliolites*, мшанки, строматопоры и *Darwinia* sp. Последний вид отождествлялся мною в 1930 г. по внешнему облику [28] с формой рода *Darwinia* из кальцеоловых слоев рч. Томской, левого притока Берди (Салаирский край). Но это должно быть проверено микроскопическим исследованием.

В 1930 г. в четвертичных отложениях долины рч. Куроты был обнаружен девонский коралл, указывавший на фауну где-то в ее бассейне. В 1930 г. источник этой фауны был найден в ряде пунктов выше рч. Куротенок. Так, по левой стороне устья Куроты, около 3 км выше Куротенка в глинистых сланцах собраны и определены следующие виды: *Spirifer cheechiel* de Konn., *Pachypora* sp. 1, *Pachypora* sp. 2, *Fenestellidae*, *Bryozoa*, *Alveolites* sp.

Затем в этой же толще на той же стороне, но к северу от тропы, выше по течению опять обнаружена фауна брахиопод со *Spirifer cheechiel* de Konn., члениками криноидей, фенестеллами и *Reticularia* sp. Сдавленная фауна брахиопод (*Atrypa* и др.) попадает также по р. Ашиекте в 3,35 км выше дер. Ашиекты в глинистых сланцах левого борта. Вообще надо сказать, что при детальных исследованиях количество точек с фауной в описываемой формации возрастет во много раз, так как известные точки с фауной были встречены без всяких поисков, в порядке обычного маршрутирования.

Наиболее ценной из всех находок является точка в верхней части рч.

¹ Аил, по-ойротски — поселок.

Куроты, так как эта паходка характеризует толщу, паходящуюся в отчетливых стратиграфических соотношениях с более древними, как это разобрано выше. Наличием *Spirifer cheeschei* de K o n определяется свита девона, столь широко распространенная в Сибири и Китае, возраст которой считается верхнеживетским; эта фауна характерна именно для верхов живетского яруса.

Литологический состав описываемой формации, по данным 1937 г. (около обн. 4052, рис. 28 и 29), исчерпывается конгломератами, песчаниками, известняками и преобладающими черными и серыми глинистыми, отчасти известковистыми сланцами, обычно тонко рассланцованными.

Конгломераты, залегающие не в основании, а внутри формации (обн. 4021 по правой стороне рч. Куроты, на ее повороте ниже обн. 4052 и брода, рис. 29), переслаиваются с песчаниками и глинистыми сланцами и состоят главным образом из небольших (редко до 15 см) галек белесоватого фельзита и кварцевого альбитофира.

Повертывание плоских галек параллельно сланцеватости, а также сдавливание галек с образованием у оттянутых концов в пустотах щеток кварца свидетельствуют о сильном давлении, испытанном конгломератами; но гальки с реликтовыми тектоноструктурами, а также жилки, не проходящие в цемент, доказывают более древний тектогенез после излияния среднетельбесских эффузивов.

Частичная мощность описываемой формации в верховьях рч. Куроты установлена приблизительно в 900 м; при этом почти вся эта мощностьлагается глинистыми сланцами, в которых местами проходят тонкие прослои песчаников. Но примерно в 200 м от лежащего бока залегает слой конгломерата мощностью в несколько метров, а еще приблизительно через 250 м — горизонт значительного развития песчаников, близ которого встречены членики криноидей, спириферы и обильные мшанки.

В заключение отметим альбитофиры, секущие куротинскую формацию не только по Куроте, но и близ Куягана, и принадлежащие особой формации [35, стр. 145].

Каратагская интрузия

Под этим наименованием в 1935 г. была выделена [26] интрузия верхов среднего девона на горе Каратаг (Горная Шория). Исходя из аналогии в общем облике интрузии, мы предположительно относим к тому же каратагскому вулканическому циклу интрузию горы Талман-Ажу по левому водоразделу рч. Чемала. Она представлена сравнительно неглубокой разностью гипабиссальной фации. Об этом можно заключить по богатству ее порфировыми разностями, по пористой текстуре, слабому контактовому метаморфизму и др. Совершенно очевидно, что глубина застывания данного плутона каратагской интрузии значительно меньше, чем у элекманарского плутона, так как даже мелкие тела (отпрыски) последней лучше раскристаллизованы и не имеют пористости. Под микроскопом эта интрузия не изучалась. Она представляет собой кирпично-красные порфировидные апотериты или щелочные граниты. Недавно описанные Ю. А. Кузнецовым из соседнего к югу участка щелочные граниты тоже относятся повидимому к каратагскому вулканизму.

Верхний девон

К западу от кадринского горста, отделяя его от среднетельбесской формации кислых эффузивов, располагается по р. Кадрину, а также к ЮЗ от него полоса слабо дислоцированных красноцветных отложений. Эти отложения, совершенно не изученные, здесь условно относятся к верхнему девону.

Верхний палеозой

Интрузия кварцевых диоритов (тоналитов)

На юге района, южнее Сумульты Ю. А. Кузнецовым [9] закартирована тоналитовая интрузия с характерным для нее обильным кварцем при довольно основном плагиоклазе. С этой интрузией повидимому связано редкометаллическое оруденение, свойственное западноалтайским визейским гранодиоритам судетской фазы тектогенеза. По данным Ю. В. Пипуса [25, стр. 60—64], эта интрузия состоит главным образом из серых крупно- и среднезернистых кварцевых роговообманково-биотитовых диоритов с зонарным плагиоклазом № 43—25 (в зависимости от зоны), и с примесью ортоклаза, магнетита, апатита и сфена. Эти породы переходят в гранодиориты и секутся однообразными диорит-порфиритами и микродиоритами. Нижний предел возраста тоналитовой интрузии, по данным Ю. А. Кузнецова, определяется как D_2^2 на основании метаморфизации ими фаунистически охарактеризованных горизонтов.

Верхний карбон — пермь

По рч. Нижнему Каралдаю, левому притоку рч. Богужлана (притока рч. Куроты), между силуром и нижнетельбесской формацией зажат клин глинистых сланцев, песчаников и конгломератов с галькой девонских эффузивов. Несмотря на расположение в зоне дизъюнктива, они заметно менее дислоцированы и не рассланцованы. Поэтому предположительно эти породы были отнесены к верхнему палеозою ($C_3—P$), с континентальным характером которого гармонируют найденные в них растительные остатки. Этот вопрос нельзя считать решенным окончательно, хотя исследования Ю. А. Кузнецова [9], проведенные после и захватившие этот уголок, не дали никаких доказательств против сделанного автором предположения.

ТЕКТОНИКА

Докембрийские фазы тектогенеза

Так как само доказательство самостоятельности формации устанавливает несогласное отношение соответствующих образований друг к другу, то тем самым это доказательство устанавливает и наличие стольких фаз тектогенеза, сколько имеется формаций. Поэтому нет нужды повторять эти доказательства и лучше дать общий обзор их в историческом порядке, начиная с протерозоя, вместе с попыткой охарактеризовать структуру и определить направление складчатостей. В последнем случае мы будем различать направление складок данной формации, какое они имеют сейчас, от того направления, какое они имели после первой складчатости данной формации. Это не всегда различается, а между тем лишь второе направление характеризует соответствующую ему фазу складчатости.

Начиная с докембрия, мы можем наметить древнейший элемент структуры района — структуру кондомской группы формаций (талдинская формация и др.). Она на севере, по автору, вытянута в ССЗ направлении, а южнее смята в складки СЗ направления, на юге приближающегося к широтному [9, 24]. Таково первое впечатление, полученное автором и Ю. А. Кузнецовым. Это очень вероятно, но должно быть проверено тщательными наблюдениями, так как и сланцеватость и слоистость, к тому же с трудом распознаваемые, имеют очень резкое — на 90° — меняющееся направление при сохранении крутого (до 90°) падения, как показывает табл. 5 (см. ниже, стр. 290).

Обращает внимание то, что и в юго-восточной части формации, в вер-

ховьях рч. Каинчи встречаются почти меридионально направленные складочки.

Если на юге действительно простирание кондомской формации является ВЮВ, то севернее оно несомненно становится ССЗ, как это устанавливается по полосам мраморов. Еще далее к северу, в северной части Алтая это простирание складок изменяется в меридиональное и ССВ до СВ. Последние направления выдерживаются за пределами Алтая в Горной Шории вплоть до Томи, за которыми они снова повидимому становятся С и ССЗ.

Эти изгибы довольно хорошо следуют очертаниям горстов, сложенных в значительной части докембрием. Отсюда естественно можно сделать вывод, что границы этих горстов отражают ранее заложенную складчатую структуру древнейших формаций докембрия и возникли, как дизъюнктивы, вероятно еще в докембрийские времена.

Так как в Чемальском листе складки почти всех формаций являются унаследованными по своему господствующему ССЗ направлению, то очевидно это направление их складчатости вначале возникло в самой древней, именно кондомской группе формаций.

Таким образом, хотя впоследствии ее складки развивались, мы считаем, что и первоначально они имели наблюдаемое направление, хотя и при меньшей дислоцированности.

Насколько же интенсивна современная дислоцированность кондомской толщи, видно из табл. 5. Даже в замке складки местами, например в дер. Каспе,¹ наблюдалось вертикальное падение. Кроме того, породы подвергались в эпизоне сланцеватости истечения, хорошо заметной по оттянутым концам галек (очковая структура), а также по превращению порфиритов в порфиритоиды и даже в порфиритовые сланцы. Такая резкая степень динамоморфизма видна повсеместно от Онгудая до Томи и отсюда не связана даже с крупнейшими дизъюнктивными зонами. Около этих последних более молодые формации, как, например, девон у идорского взброса (см. стр. 293), получают особо заметную рассланцовку, связанную с дизъюнктивом, лишь в непосредственной близости от последнего и через несколько метров или десятков метров принимают обычный вид. В то же время кондомская группа формаций сохраняет свой сильнейший динамометаморфизм как у дизъюнктивов, так и внутри наиболее широких своих площадей, достигающих до 10 км. Особенно отчетливо выступает эта разница, когда сравниваешь кондомские рассланцованные магматические породы с рядом и внутри нее лежащими массивными, нераздавленными нижнекембрийскими и даже мунжинскими эффузивами, которые, если и бывают сланцеватыми, то в зависимости от местных условий.

Таблица 5

Измерения сложности, сделанные от верховьев Богужлана до верховьев рч. Каинчи по водоразделу Урсул—Катунь

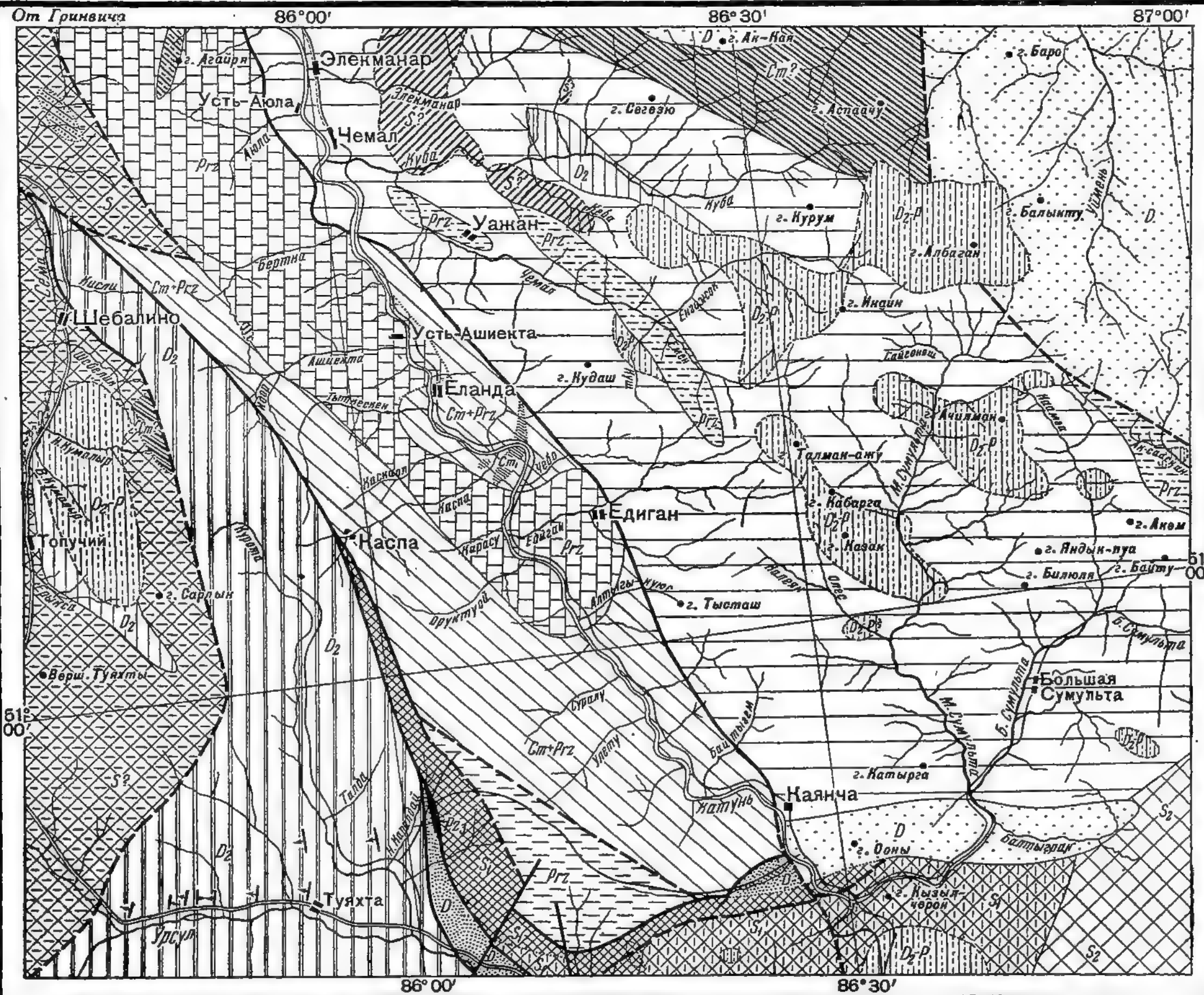
№ обн.	Азимут падения	Угол падения	№ обн.	Азимут падения	Угол падения
1967	15—195°	Около 90°	1975	220°	80°
1969	115	75	1976	87	55
1970	180	60	1977	235	85
1971	105	Около 90	1979	267	80
1973	200	75	1980	75	65
1974	215	80	1980	330	Очень крутой
1975	355	80			

¹ Эта деревня расположена в верховьях р. Каспы, приблизительно 15 км от ее устья.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Составлена по материалам Ю. А. Кузнецова, Ю. В. Пинуса, К. В. Радугина, Б. Ф. Сперанского и С. А. Яковлева

Масштаб
0 5 10 15 км



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

- Верхний палеозой (Prz.).
- Плутонизм варисского и тельбесского циклов (D₂—P).
- 1 — среднетельбесская и 2 — куратинская формации (D₂).
- Онгудайская формация (D).
- Девон и его эффузивы (D).
- Элекманарская интрузия (S?).
- Чуйская формация (S₂).
- Каракудюрская формация (S₁).
- Зелено-фиолетовая формация (S₁).
- Силур (S).
- Агайринская формация (St, ?).
- Орлиогорская формация (St₂).
- Карчитская формация (St₁).
- Кембрий (St?).
- Кембрий и протерозой (St+Prz).
- 1 — мунжинская и 2 — енисейская формации протерозоя (Prz).
- Талдинская формация протерозоя (Prz).
- Метаморфические сланцы S₁, St и Prz.
- Диастрофизм.
- 1 — магматический, 2 — несогласный и 3 — неясный контакты.

В заключение следует отметить, что кондомская толща является повидимому весьма сложной, почему в будущем с расчленением ее на несколько (три-четыре) формаций соответственно усложнится и картина ее тектонической жизни.

С образованием мощной карбонатной толщи протерозоя связано прежде всего геосинклинальное опускание, а затем складчатость в две фазы, причем первая выделяется пока еще только на основании реликтовых тектоноструктур в обломках силицилита в тиллитоподобном горизонте, описанном выше. При условии, что силицилит принадлежит кондомским породам и обломки принесены льдами издалека, размыв карбонатной толщи, о котором говорит этот факт, мог осуществиться и без заметного изменения структуры земной коры (тектогенеза) путем общего поднятия ее участков.

Вторая фаза тектогенеза, прошедшая после образования карбонатного протерозоя и названная акад. М. А. Усовым порожинской [35, стр. 202 и таблица], не может быть даже приблизительно охарактеризована направлением ее складок, так как в районе не прослежен на значительное расстояние лежащий бок карбонатных толщ; внутриформационная же структура дает противоречивые указания то на широтное, то на ССЗ простирание складок. Последнее повидимому является господствующим и для следующей, т. е. мунжинской формации, после которой в Горной Шории установлен автором тектогенез, названный проф. М. А. Усовым мазульской фазой.

Среди дислокаций верхнего протерозоя прежде всего отметим ту, которая вызвала несогласное налегание нижнеманской формации водорослевых доломитов на различные более древние отложения, в том числе и на пызасскую формацию. Эта фаза впоследствии может оказаться саянской или байкальской складчатостью А. Н. Чуракова [37, таблица]. Но сейчас пока еще не ясно, можно ли и с какой именно фазой параллелизовать ее. Поэтому целесообразно хотя бы временно назвать ее катунской, так как она хорошо устанавливается именно на р. Катунь в окрестностях дер. Еланды.

Вслед за отложением нижнеманской формации во время нижнеманской эволюционной фазы, когда происходило медленное погружение дна моря в районе дер. Еланды, прошла хорошо установленная выше нижнеманская фаза складчатости, известная на р. Мане [30] и может быть одновременная кызырскому тектогенезу А. Н. Чуракова. Для окончательной параллелизации пока еще недостает некоторых данных. Эта складчатость по Катунь, столь резко выраженная в плане (рис. 7, 8, 9, 11 и 12), обязана этим своему ренегатному характеру [25, 27]. Совершенно очевидно, если посмотреть на указанные рисунки, что эта складчатость не совпадала по своему направлению со складчатостью мунжинской формации. Если последняя имеет здесь ССЗ простирание, то первая имеет, напротив, широтное простирание. Последнее непосредственно получается сопоставлением западного и восточного крыльев еландинской антиклинали, где под кембрием сохранились два разреза нижнеманской синклинали доломитов, определяющие ее простирание. То же самое получается, если путем вращения расположить кембрий горизонтально; в таком случае с помощью прибора Бурачка восстанавливается залегание доломитов сразу после нижнеманской складчатости, опять-таки в виде широтной синклинали. Впрочем, и без этого поворота нетрудно себе представить ее: так как кембрийские известняки падают почти вертикально, то поворот нужно сделать почти на 90° , а в этом случае имеющиеся горизонтальные сечения нижнеманской формации станут с небольшой поправкой как раз вертикальными ее разрезами.

После нижнеманской складчатости в районе перерыв уничтожил многое. Но в конгломератах нижнего кембрия имеются следы кератофиров или окремненных дайковых фельзитов и кварцевых порфиров или альбито-

фиров. Эта формация возможно сохранилась в северной части Алтая. Складчатость, которой она подвергалась и которая устанавливается по реликтовым тектоноструктурам упомянутых конгломератов, очевидно моложе скандинавской [35, стр. 61], которая в Западной Сибири, по сводке акад. М. А. Усова, прошла после излияния верхнепротерозойских диабазов. Но эти диабазы, как установлено автором по р. Мане [30], древнее кислых эффузивов, относящихся все же еще к докембрию, так как они найдены с реликтивными тектоноструктурами в тюбильском конгломерате нижнего кембрия. Так как подобная же формация кислых эффузивов повидимому довольно широко развита, ибо она существует в бассейне Мапы, на Сарале и может быть на севере Алтая, то следует выделить связанную с верхнеманской фельзитовой формацией фазу тектогенеза и назвать ее тюбильской, ибо впервые именно в тюбильском конгломерате обнаружены упомянутые реликтовые тектоноструктуры.

Палеозойские фазы тектогенеза

Кондомская фаза тектогенеза [35, стр. 64] в исследованном районе не устанавливается, так как неизвестно мрасской формации. Адиакская же фаза, установленная проф. М. А. Усовым в Горной Шории по недостаточному материалу [35, стр. 64], доказывается на Алтае бесспорно и хорошо выражена в описанном явном несогласии верхнемрасских известняков с вышележащей формацией. Между адиакской и карчитской фазами приходится выделить одну, слабо выраженную фазу движений, может быть не отвечающих тектогенезу. Эти движения назовем еландинскими по наименованию формации, за которой они непосредственно следовали. Карчитская фаза также повидимому устанавливается в Еландинском р-не.

Наконец, горношорская фаза [23] непосредственно не устанавливается; но несогласное налегание еландинского рудита на карчитскую формацию, интродуцированную горношорской интрузией, указывает на проявление этой фазы довольно ясно, так как последняя прорывает и узасскую формацию по рч. Еланде на правом ее водоразделе (обн. 4229).

Из среднекембрийских фаз тектогенеза в исследованном районе мы можем с большой долей вероятности установить пока лишь одну, а именно первую салаирскую, прошедшую после верхов среднего и до верхнего кембрия. При этом я пользуюсь последними данными, полученными на горе Орлиной, которые впервые вполне точно дают возраст этой фазы тектогенеза и по которым после нее следовало образование сургучной яшмы, а затем базального конгломерата $Ст_3$ [31]. Повидимому, та же фаза проявилась и в Еландинском р-не, где по рч. Каскаолу обнаружены мощные конгломераты $Ст_3$ с галькой красной яшмы и белых и розовых известняков.¹ С этой фазой складчатости предположительно связывается мною интрузия катунита. В конце верхнего кембрия в районе проявилась еще одна фаза салаирской складчатости, связанная с верхнекембрийской интрузией [28].

Из салаирских фаз складчатости в районе устанавливаются, по данным Ю. А. Кузнецова [9], западноалтайская, таконийская и неокаледонская фазы. Среди девонских фаз несомненно имеются нижне-, средне- и верхнетельбесские дислокации [28]. Затем ясно проявилась абрамовская фаза, так как, по данным Ю. А. Кузнецова, в куротинском грабене имеется интрузия щелочных гранитов, которые по схеме М. А. Усова должны быть отнесены к абрамовской фазе (карататская интрузия), завершающей вулканический цикл среднего девона. Кроме того, после образования куротинской формации со *Spirifer cheeschei* была еще довольно сильная фаза складча-

¹ Досилурийский возраст красной яшмы был ясен на Алтае еще в 1930 г. [28], а затем в 1935 г. вновь был доказан Ю. А. Кузнецовым, который считал ее характерной для эффузивов среднего кембрия [9].

тости, которой условно придается название куротинской фазы, быть может одновременной барзасской фазе; но это еще не ясно.

Наконец, устанавливаются варисские дислокации по дислоцированности пермо-карбона [28], а также постплиоценовые подвижки по некоторым геоморфологическим данным, отмеченным в геоморфологическом очерке.

Основные структурные единицы района

1. Выделенный в 1930 г. к западу от Катунь куротинский грабен [28] понимается здесь как вычленившаяся глыбовыми надвигами часть земной коры, сложенная двояком со ступенчатым переходом к расположенному восточнее катунскому горсту.

Дизъюнктивный характер западной границы грабена, представленной семинским взбросом, а также восточной границы грабена, выраженной идорским взбросом, прекрасно устанавливается. При 50-километровом маршруте вдоль восточной границы грабена длиной свыше 85 км и вкрест водоразделов и долин всюду по этой дизъюнктивной зоне наблюдалась местная сильная расщепленность, хорошо отмеченная на водоразделах избирательной денудацией в виде задернованных седловин. Только по рч. Идор, именем которой назван взброс, видны непосредственно элементы его залегания: он здесь падает на ВСВ $\angle 65-70^\circ$.

В качестве примера интенсивной расщепленности у границ грабена можно привести расщепленные эффузивы по Урсуну, а также порфиры и сильно измененные порфиroidы, обнажающиеся на водоразделе Кисли и Берты. При этом расщепленность располагается примерно параллельно самой взбросовой зоне, падая в сторону горста $\angle 55-80^\circ$. В случае совпадения слоистости и сланцеватости получается типичное для взброса наложение древних формаций на более молодые, т. е. на средний девон. При этом к идорскому взбросу они подходят в разных его местах различными горизонтами. Так, в 1.5 км к ССЗ от рч. Н. Каралдай девонские известняки и сланцы с фауной мшанок и брахиопод отделены от взброса зоной девонских эффузивов шириной 0.95 км; но к ЮВ, т. е. по рч. Богужлану, те же сланцы и известняки почти непосредственно примыкают к идорскому взбросу. В то время как на юго-востоке к нему с СВ примыкает силур, в северо-западной части к девону примыкает кембрий и докембрий.

2. Катунский сложный, разбитый дизъюнктивами горст был выделен в 1930 г. На западе он граничит с куротинским грабеном; его южная граница идет примерно от с. Онгудай к устью рч. Каинчи; восточная — вдоль Катунь, немного восточнее реки. Сложен этот горст кембрием и протерозоем с мелкими клиньями силура.

3. Чемальский горст расположен к востоку от катунского. Он пересекается рч. Чемалом ниже и выше слияния ее верховьев. Сложен он главным образом карбонатной толщей протерозоя, к которому присоединяется и кембрий с археоциатами, найденными в выносах правого притока Чемала у западной границы горста. Вдоль западной границы чемальского горста внедрился акмолитообразный плутон, обнажающийся по рч. Кушу.

4. Кадринский горст — того же состава и ССЗ направления, как и чемальский горст. Прослеженный мною в 1932 г. от р. Эсконго¹ до верховьев Малой Сумульты он на широте Кадрина и к северу (до М. Сумульты) соприкасается на западе со среднетельбесской формацией и верхнедевонской красноцветной толщей кадринского грабена; но далее к ССЗ он соприкасается повидимому с нижним силуром и верхним кембрием. С востока в бассейне рч. Улу-су к нему примыкает фаунистически охарактеризованный девон (известняки и сланцы). Возраст упомянутых структурных элементов

¹ Это — левый приток р. Кадрина в ее истоках. Прим. редактора.

района является очень древним. Правда, некоторые из пограничных дизъюнктивов срезают пермо-карбон и даже кайпозой; но все это указывает на сложную, продолжающуюся до последнего времени тектоническую жизнь основных дизъюнктивов района. Возникновение же их во многих, если не во всех случаях следует отнести к докембрию. В самом деле, едва ли можно указать хоть один вулканический цикл, в том числе и докембрийский, который не воспользовался бы границами горстов, как ослабленным местом в земной коре, и не образовал бы вдоль них даек, штоков или акмолитов. Детальный анализ этой длинной истории движений—дело будущего. Сейчас же я приведу в пример для подтверждения высказанной мысли девонский акмолит по западной границе чемальского горста и небольшой шток светлосерого гранита, залегающий как закладка на линии взброса, по рч. Агалику, притоку р. Вертки.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Общие сведения. В отношении полезных ископаемых Чемальский лист Алтая изучен еще меньше, чем геология. Но уже и сейчас некоторые его ресурсы используются, как, например, энергия рч. Чемала или косовое золото Катунь. Если же учесть будущее экономическое развитие района, то даже при современном состоянии знаний о его полезных ископаемых можно сказать, что многие из них несомненно найдут себе применение.

Благодарна задача будущих исследований района — увеличить список таких полезных ископаемых. Геология района тому благоприятствует. В самом деле, он имеет очень сложное геологическое строение, в котором участвуют многочисленные формации, в частности нескрытые или слабо вскрытые интрузии. В других районах Западной Сибири с ними связаны те или другие полезные ископаемые. Ясно, что они могут быть обнаружены и здесь. Так, даже при ничтожной затрате времени в 1937 г., т. е. всего немного более месяца работы одного человека, обнаружена новая формация водорослевых доломитов, обладающих по видимому значительной чистотой.

Прежние сведения о полезных ископаемых района являются довольно скудными. Так, о нескольких кварцевых жилах с полиметаллами по рч. Теньге и Урсулу упоминает Мамонтов в известном «Списке рудных месторождений Алтайского округа»; но в 1930 г. начальником Телецкой геолого-поисковой партии Гудалиным они признаны¹ не заслуживающими внимания. Слабая золотосодержательность (30—40 долей) была отмечена в бассейне Урсула, а также по притокам р. Семь — по рч. Марчелё, Муйту (Маюта), Куяктанару и Шебелику (по данным Семянникова и Чихачева). По материалам Ойротского облпланотдела и по рассказам местных жителей имеются указания на россыпное золото по Ороктою, на каменную соль на Семянском перевале в Зайсанской Елани, медь по рч. Аюле, мрамор по левому берегу Катунь ниже рч. Ороктой, добычу известняков по последней, наконец красную мумию близ дер. В. Анос.

После исследования автора в 1930 г. были изучены ороктойские мраморы, в частности работниками Академии Наук СССР. Во время исследования Ю. А. Кузнецова было открыто месторождение пьезокварца по рч. Онгудайке.

Золото. Золото в настоящее время добывается по берегам Катунь старателями; в частности летом 1937 г. работали против устья р. Тыткескена и ниже ключа Чапкыша. Следы свежих работ видны также на левой

¹ Очень краткая записка, хранящаяся в Отделе фондов Западно-Сибирского геологического управления.

стороне против дер. Еланды. Это золото считается косовым [25, стр. 154]; но часть его вероятно связана с местными породами, например на р. Катунь у дер. Еланды, где вскрывается контактовая зона и апикальная часть кембрийской интрузии.

При поисках рудного золота определенный интерес вызывает докембрий — главный источник золота Сибири [5, 34, 35], в частности полоса зеленокаменных пород, расположенная в западной части катунского горста, где имеются кварцевые жилы в той же формации, в которой расположено Джелсайское золоторудное месторождение Горной Шории.

Правда, крупных докембрийских интрузий в районе еще не установлено, но мелкие тела имеются; есть также проявления сульфидизации докембрийских пород, с которыми повидимому связано золото. Так, за пределами Чемальского листа — по рч. Кара-Сааскану, притоку Большой Сумульты — россыпное золото добывалось как раз в области докембрийских сильно пиритизированных диабазов и глинистых сланцев. Если верить надписи золотоискателей на дереве (по данным коллектора А. Иванова), то они добывали здесь иногда около 70 золотников в неделю. Впрочем, золото здесь может быть связано и с кембрийской интрузией типа катунита.

Аналогичное сульфидное оруденение встречено по правому берегу Катунь, в 4.5 км выше рч. Эджигана в Салтанском боме. Здесь обнажаются черные мраморы, разбитые силицилиты, углистые и углисто-глинистые сланцы и дайковые породы, в частности и диабазы. В последних двух наблюдаются вкрапления и тонкие (до 2 см) жилки пирита с примесью позже появившегося халькопирита. За счет сульфидов образовались гипс, обильные желтые и красные охры, принимавшиеся за киноварь [25, стр. 90].

Интересна гипотермальная кварцевая жила, расположенная в верховьях р. Нижнего Молчока, на водоразделе с Каскаолом (Молчокское месторождение). Эта жила мощностью менее 0.5 м залегает почти вдоль сланцеватости в зелено-серых эпидото-хлоритовых сланцах кондомской формации, т. е. в порфиритоидах или их туфах, очень круто падающих в ВСВ направлении. Рудным минералом в ней является незначительная вкрапленность медного колчедана. Кроме того наблюдается примесь кальцита и турмалина. Анализ не обнаружил золота; но это конечно не доказывает отсутствия его в жиле, так как анализировался случайный образец, а другие данные указывают, что жильный кварц этого района золотосодержащий. Хотя жилы Молчокского месторождения незначительны, но имеются более мощные и выдержанные жилы, ибо выходы кварцевой жилы установлены в нескольких местах, например по р. Каспе, левому притоку Катунь, против устья Чибита, где она имеет простирание 325° и падение на СВ $\angle 60^\circ$.

Медное оруденение. В Чемальском листе известны Электманарское и Уажанское медные месторождения, уже описанные недавно А. И. Александровым и А. П. Лебедевым [11, стр. 156—157].

В Чемальском листе даже при беглых маршрутах были обнаружены не имеющие пока практического значения следы медного оруденения. Так, на левом берегу Катунь, против дер. Еланды, частью в мраморах, а частью в секущих их диабазовых дайках имеется довольно обильная вкрапленность пирита с примесью медного колчедана. Оруденение здесь несомненно связывается с вскрывающейся интрузией, в контактовой зоне которой и расположено Еландинское месторождение. Затем вкрапленность медного колчедана, правда ничтожная, обнаружена в кварцевых прожилках около 1 км к югу от пос. Песчаного на восток от Чуйского тракта.

Далее во время маршрута по Урсулу была обнаружена вкрапленность колчедана около 8 км ниже с. Онгудай в шпире, внутри диорит-порфирита и в других соседних точках, а по Ю. А. Кузнецову — в зонах милонитов, особенно в каракудюрских конгломератах. Отметим еще по рч. Малому Сай-

гоношу¹ в 0.27 км ниже слияния его верховьев гальку светлозеленого эпидотизированного среднезернистого песчаника с медной зеленью и медным колчеданом в виде незначительной выкрапленности. То же самое обнаружено автором в кварцевой жиле на перевале из Большого Сайгоноша в Чемал. Наконец, на обратном пути в Чемал были замечены в русле Чемала, в $1\frac{1}{4}$ км ниже рч. Карасу, обломки жильного кварца с выкрапленностью свинцового блеска, пирита и медного колчедана, причем, если судить по обломку, мощность жилы была не менее $1\frac{1}{4}$ м.

В связи с беглыми маршрутами по Чемалу надо отметить один важный факт, касающийся процессов рудообразования исследованного района. По рч. Большому Сайгоношу в свалах, в глыбе конгломерата силурийского возраста, найденной в 2 км от устья долины, обнаружена галька досилурийского жильного кварца и гранита. Таким образом, для описываемого района можно говорить по крайней мере о двух эпохах рудоносных эманаций — досилурийской и девонской, связанной с шебалинской интрузией адамелита.

Таким образом, несомненно, при будущих более детальных исследованиях и поисках в Чемальском листе вопрос о медном оруденении и его возможных интересных спутниках должен привлечь серьезное внимание. В частности, хотя Уажанское месторождение и признано непромышленным, но в его окрестностях не было ни детальной съемки, ни поисков; да и поведение самого месторождения с глубиной может быть установлено лишь с помощью геофизики и разведки. С другой стороны, меденосная контактовая зона в районе дер. Еланды также, в сущности, почти не известна, так как большей частью она закрыта четвертичными отложениями.

В о л ь ф р а м. Ю. А. Кузнецовым обнаружен шеелит в шлихах рч. Тербетту—правого притока Катуня [9, стр. 158], а Ю. В. Пипус то же самое обнаружил в шлихах одного из ключей в системе рч. Куюма,² причем этот шеелит им связывается с отпрысками элекманарского плутона. Таким образом, последний заслуживает детальной съемки с поисками шеелита и других редких металлов. Мне кажется, что кроме того следует искать шеелит в скарнах катунита у дер. Еланды.

М о н а ц и т. Элекманарский плутон, по данным Ю. В. Пипуса, является монацитоносным [25, стр. 98], причем особенно много монацита в шлихах широкой долины рч. Куюма.

Содержат монацит в шлихах и другие интрузии района, расположенные в верховьях Чемала.

К и н о в а р ь. Этот минерал был обнаружен Ю. А. Кузнецовым в бассейне Урсула к югу от Чемальского листа. В 1930 г. Ю. В. Пипус в его восточной части провел специальные поиски киповари. Прослеживая курайскую зону ртутного оруденения, он обнаружил киноварь в шлихах из бассейна Кадрина и Сумульты и в некоторых местах по Катуню. Хотя киноварь встречается в незначительном количестве, но широко распространена, что требует детального изучения района.

Следует еще отметить находки жил сидерита, который сам по себе не может иметь значения как железная руда; но он может быть спутником телемагматических растворов, отложивших киповарь. С этой точки зрения заслуживают упоминания две кварцево-сидеритовые жилы мощностью около 70 см. Они расположены в крупной дизъюнктивной зоне по правому притоку Семы, впадающему в 1.7 км ниже рч. Марчелия. Простираются жил 285°.

Г о р н ы й х р у с т а л ь, хотя и непромышленного характера, указывается Ю. А. Кузнецовым в районе с. Онгудай [9, стр. 160]. В 1930 г.

¹ Большой и Малый Сайгонош, это — истоки рч. Сайгонош, которая впадает справа в Малую Сумульту в ее верховьях около крутого ее колена. *Прим. редактора.*

² Речка Куюм, это — правый приток Катуня немного севернее устья рч. Элекманар. *Прим. редактора.*

автором мелкие куски его были встречены случайно еще в бассейне рч. Шушукман (приток Урсула), что указывает на необходимость обследования этой долины.

Магнетит и сидерит. В коренном выходе магнетит известен только в виде вкрапленности на горе Крестовой у с. Чемала. Интересно выяснить генезис магнетитовых песков Катунь и ее притоков; они были прослежены автором вверх по Чемалу до чемальской интрузии в его верховьях (рч. Емеп и Епгожок). Таким образом, этот магнетит скорее всего контакто-метасоматического происхождения, и в контактовых зонах интрузий района в будущем необходимо искать железные руды. Кроме упомянутых выше отметим еще находку сидерита осадочного типа в протерозое: это новый тип оруденения, имеющий пока теоретическое значение.

Пирит в промышленных скоплениях, как сырье для серной кислоты, не известен в районе. Подают надежду на его нахождение верховья Сумульты и р. Катунь близ устья Алтыгыкуя. В 1937 г. автором обнаружены бурые железняки по р. Каспе около 10 км от устья, получившиеся из сульфидов.

Доломит и магнезит. Доломит в Чемальском листе в пределах докембрийской карбонатной толщи пользуется значительным распространением, что отмечалось еще в 1930 г. В 1937 г. в долине Катунь открыта рядом с шоссе новая формация с огромными запасами водорослевых доломитов, без заметных вредных примесей. Магнезит не известен в Чемальском листе, но широкое распространение доломитов открывает благоприятные перспективы для его поисков.

Мрамор и известняк. Еще в 1930 г. указывалось на широкое развитие мрамора в районе, в частности на ценный, теперь разведанный ороктойский мрамор [28], затем у с. Чемала и в других местах. Известняки как источник извести эксплуатируются в районе. Их запасы неисчислимы. Наиболее чистыми от кремнезема и других примесей являются мощные ороктойские мраморы, затем кембрийские известняки и некоторые горизонты докембрийской карбонатной толщи.

Кремнезем. Жильный кварц не пользуется в районе большим развитием. Но зато силицилиты заключают огромные массы почти чистого кремнезема.

Ортоклаз. В истоках Чемала в условиях морозного выветривания в дресве накопились в большом количестве крупные (до 5 см) кристаллы ортоклаза. Быть может, с помощью грохота возможна будет добыча их как керамического сырья.

Песок, гравий и галечники Катунь являются хорошим балластным материалом, находящимся под рукой при проведении шоссейных и других дорог. Несомненно, этот материал, уже употреблявшийся при проведении шоссе вдоль Катунь, будет использоваться и далее, ибо экономическое развитие Алтая, в частности будущее курортное строительство, потребует расширения сети шоссейных дорог.

Каменные строительные материалы также имеются в большом количестве. В 1930 г. на Семинском перевале работали камнедробилки, снабжая Чуйский тракт необходимым местным материалом. Значительное количество бутового камня было использовано при строительстве Чемальского совхоза. Кварцевые порфиры использовались в районе дер. Элекманар [25, стр. 154]. Таких материалов в районе больше, чем надо.

Кровельные сланцы. Испытаниями Ойротского облпланотдела была доказана пригодность для этой цели девонских сланцев рч. Каракола — правого притока рч. Урсула (за пределами Чемальского листа). Повидимому, такой же удовлетворительный материал имеется в верховьях Куроты, например в обнажении 4042, где толщина аспидных сланцев равна 2—5 мм.

Подземные воды района еще совершенно не изучены. Местным населением они используются лишь в виде исключения, что естественно при обилии прекрасной воды горных рек. Впрочем, последняя не везде для него безопасна. Так, вода Чемала не рекомендуется в сыром виде, как возможный возбудитель зобной болезни. В исследованном районе отмечаются три типа подземных вод: 1) трещинные воды, 2) воды террасовых отложений, 3) воды осыпей, конусов выноса и т. п. Примером первого типа может служить источник белесой, опалесцирующей воды (Аржан), вытекающий из скалы правого борта долины Куроты, выше рч. Куротёнка.¹ Дебит примерно около 2000 л/час. Воды бьют из трещины в альбитофире, в 9—10 м выше основания отвесной скалы. Вода пресная, приятная на вкус, без заметной минерализации, никаких отложений при выходе не оставляет, и в ней хорошо живут водоросли. Хотя вода темного бьет вверх, пульсируя, скорее всего это — нисходящий источник, выводящий воду по трещинам с окружающих высот.

Гораздо чаще встречаются источники второго и третьего типов, которые тесно связаны друг с другом, так что воды террас обычно питаются за счет воды осыпей, конусов выноса, делювия склонов и т. д. Вода террасовых отложений в крупных долинах циркулирует в них с большой скоростью фильтрации, обусловленной грубозернистым характером аллювиальных или флювио-гляциальных отложений. По этой причине прислоненные высокие террасы едва ли обладают большими запасами воды, которая там не задерживается. По той же причине некоторые ключи даже исчезают при выходе в главную долину, например в долину Катунь, уходя в ее аллювий.

Следует отметить еще своеобразные воды курумника, которые дают все переходы от отмеченных, быстро фильтрующихся подземных вод к поверхностным. Иногда, перескакивая с камня на камень по каменной реке, слышишь соблазнительное журчание, но испытываешь муки Тантала, так как вода пробивается глубоко в камнях среди щебня или дресвы.

Белый уголь. Энергия воды горных рек района велика. В настоящее время используется лишь живая сила рч. Чемала, у запруды которого работает небольшая электростанция. В будущем белый уголь конечно пойдет своего потребителя. В связи с этим желательно более детально обследовать геологическую и гидрогеологическую обстановку по берегам наиболее крупных водных артерий района.

Б И Б Л И О Г Р А Ф И Я

1. Аксари́н А. В. Чуйский бурогольный район в ЮВ Алтае. Вестн. ЗСГТ, вып. 4, 1938.
2. Александров А. И. Минерально-сырьевые ресурсы Ойротской автономной области. 1936. (Рукопись.)
3. Александров А. И. Некоторые данные о полезных ископаемых Ойротии. Вестн. ЗСГТ, № 1/2, 1936, стр. 77—84.
4. Бату́рин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. Пробл. сов. геол., т. VI, № 4, 1936.
5. Гореванов Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау. Вестн. ЗСГРТ, № 1, 1934, стр. 53—59.
6. Гранэ Г. О значении ледникового периода для морфологии северо-восточного Алтая. Зап. Зап.-Сиб. отд. ИРГО, т. XXXVIII, 1915.
7. Гранэ Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. Зап.-Сиб. отд. РГО, т. III, вып. 1—2, 1915, стр. 1—59.
8. Григорьев С. По северному Алтаю. Землевед., т. XXXVI, вып. 1—2, 1924.
9. Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Мат. по геол. Зап. Сибири, № 41, Томск 1939.

¹ Правый приток рч. Куроты, берущий начало с горы Сарлык.

10. Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VIII, вып. 2, 1929.
11. Лебедев А. П. Геолого-петрографические исследования в Прикатунском районе (Сев. Алтай). Мат. по петрограф. и геохим. Кузн. Алатау и Алтая, ч. IV, Изд. АН СССР, 1937.
12. Ненахов А. М. Геологическое строение западной части Улалинского листа. 1931. (Отдел фондов Зап.-Сиб. геол. треста.)
13. Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая. Геол. вестн., т. V, № 1—3, 1926, стр. 23—31.
14. Нехорошев В. П. Проявление альпийской дислокации на Алтае. Вестн. Геол. ком., № 2, 1927, стр. 7—11.
15. Нехорошев В. П. Кембрий и докембрий в Горном Алтае. Вестн. Геол. ком., № 1, 1927, стр. 3—4.
16. Нехорошев В. П. Современное и древнее оледенение Алтая. Тр. 3-го Всес. съезда геол. в Ташкенте в 1928 г., вып. II, 1930.
17. Нехорошев В. П. Материалы по геологии Горного Алтая. Тр. ВГРО, вып. 177, 1932.
18. Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая. Изд. АН СССР, 1932.
19. Обручев В. А. Алтайские этюды, I. Заметки о следах древнего оледенения на Алтае. Землевед., кн. 4, 1914.
20. Обручев В. А. Алтайские этюды, II. О тектонике русского Алтая. Землевед., кн. 3, 1915.
21. Обручев В. А. Металлогенетические эпохи и области Сибири. Тр. Инст. прикл. минералог. и металлург., вып. 21, 1926.
22. Обручев В. А. К вопросу о тектонике Алтая. Геол. вестн., т. V, № 4—5, 1927, стр. 47—51.
23. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. 1927.
24. Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I и II, 1935 и 1936 гг.
25. Пикус Ю. В. Отчет о поисковых работах в бассейне правых притоков среднего течения р. Катунь. Томск 1937. (Рукопись.)
26. Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Мат. по геол. Зап. Сиб., вып. 37, 1936.
27. Радугин К. В. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского края. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, 1928.
28. Радугин К. В. Чемальский лист Алтая. 1936. (Рукопись.)
29. Радугин К. В. Новый метод тектонино-стратиграфического анализа. Проб. сов. геол., вып. 4, 1935.
30. Радугин К. В. Несколько страниц из истории восточного Саяна. Юб. сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. I, изд. АН СССР, 1938.
31. Радугин К. В. О салаирской складчатости. Докл. АН СССР, т. XVIII, № 9, 1938.
32. Усов М. А. Тельбесский железорудный район. Геолого-эконом. очерк. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. XI, вып. 5, 1927.
33. Усов М. А. Фазы эффузивов. Т. II, Томск 1929.
34. Усов М. А. Геология рудных месторождений Зап.-Сиб. края. Томск 1935.
35. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края. Томск 1936.
36. Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск 1934.
37. Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
38. Яковлев С. А. Геологическое описание СЗ четверти 15 листа X ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Улала). Тр. геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 1, 1907.
39. Ferguson A. and Woodward H. A Basal Cambrian Lava Flow in Northern Virginia, Journ. of Geol., 44—1, 1936; 45—51.
40. Grabau A. W. Principles of stratigraphy, 1913.

Дополнения редактора

41. Коровин М. К. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Сб. по геол. Сибири, посвящ. 25-летию юбилею научной и педагог. деят. М. А. Усова, Томск 1933.
42. Корсунский А. О мраморах Алтая (Работы Алтайской эксп.). Вестн. АН СССР, № 8—9, 1936.
43. Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, вып. 4, 1937.
44. Лебедев А. П. Петрография северо-восточного Алтая. Тр. Петрограф. инст., вып. 13, изд. АН СССР, 1938.
45. Мамонтов В. Н. Анализы полезных ископаемых Алтайского округа (золото,

- серебро, медь, свинец и цинк). Мат. для изуч. полезн. ископ. Алтай, Барнаул 1908.
46. М е н я й л о в А. А. Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской Авт. обл. в Зап. Сибири. Мат. по петрограф. и геохим. Кузн. Ала-тау и Алтай. Тр. Совета по изуч. произв. сил и Петрограф. инст. им. Левинсон-Лессинга, Сибирск. сер., вып. 27, изд. АН СССР, 1937.
47. Н е х о р о ш е в В. П. Основные этапы в изучении тектоники Алтай. Сб. в честь 50-летия научн. и педагог. деят. акад. В. А. Обручева, т. I, изд. АН СССР, 1938.
48. О б р у ч е в В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй. Изд. АН СССР, 1938.
49. Сборник «Ойротия», изд. АН СССР, 1938.
50. Ч у р а к о в А. Н. Следы протерозойского оледенения в юго-восточной части Горного Алтай. Сб. в честь 50-летия научн. и педагог. деят. акад. В. А. Обручева, т. I, изд. АН СССР, 1938.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Труды Ойротской комплексной экспедиции, геология, т. 1, 1941

A. N. TCHURAKOV

**HISTORY OF BEGINNING, AIMS AND PRINCIPAL RESULTS OF THE WORK
OF THE OIROTIA JOINT EXPEDITION**

Not very long ago it was generally thought that the Mountain Altai, i. e. the Oiroatian Autonomous Region, possesses no mineral deposits and is unfit to hold them because of peculiarities of its geological constitution in which it differs from the adjacent Ore-bearing (Rudny) Altai, rich in polymetallic ores.

Such unfavourable point of view was the result of hasty and erroneous deductions concerning the history of geological development of the Mountain Altai, based but on reconnaissance data.

Such being the case, the Soviet geologists made no earnest attempts to verify the correctness of the above viewpoint up to 1930.

Yet in 1931, thanks to explorations undertaken first by the West-Siberian Geological and prospecting Trust, and then by the West-Siberian Branch of the rare metals prospecting office, it was established that the south-eastern part of the Mountain Altai bears notable traces of mercurial mineralization, while in the south-western were discovered those of molybdenum. Moreover, a ferro-manganese deposit was disclosed in the North-East of the Mountain Altai.

Thus, at three different localities situated at the outskirts of the Mountain Altai, were first revealed new indications of various types of mineralization which inevitably drew attention to the Mountain Altai and advanced the problem of its orebearing power.

Consequently, in winter 1935, the Board for the study of productive resources (SOPS) held in Moscow a conference concerning the productive forces of Oirotia, which made up the total of our knowledge, at that time, of the geological constitution and of mineral deposits of the Mountain Altai; accordingly, the problem was set of further geological research in that area.¹

Based upon the results of the said conference, at the beginning of 1936, the Oirotia joint expedition was organized by SOPS under the general scientific direction of V. A. Obrutshev. The field work of the Expedition lasted two consecutive summer seasons, namely those of 1936 and 1937, geological research being part of the program of each period.

In 1936, the Expedition aimed at and fulfilled the following three tasks:

Geological study and summary reconnaissance of the Bostok ferro-manganese deposit situated in the north-eastern part of Oirotia;

Geologo-petrographic study of the upper part of river basins Bashkaus and Chulyshman in the South-East of Oirotia, with a detailed study of ultra-basic rocks;

Geologo-petrographic study of the northern slope of Katun alps in south-western Oirotia, in those localities where a molybdenum deposit was discovered of late.

¹ See «Oirotia», publication of the Academy of Sciences of the USSR, 1937.

It must be borne in mind that the general course of the said investigations was determined to a considerable degree by the petrographo-geochemical research work carried out in 1931—1934 by the staff of the Petrographical Institute, Academy of Sciences of the USSR, commissioned by SOPS, in Mountain Shoria, a tract lying in close vicinity to the North-East of the Mountain Altai, as well as partly in the North of Mountain Altai.

In Mountain Shoria were discovered hydrothermal deposits of ferro-manganese ores, situated along a large fault-zone of south-western trend, running apparently into Oirotia. Moreover, the presence was stated of basic and ultrabasic rocks containing rather large accumulations of titanium ores. Since in the South-East of Oirotia ultrabasic rocks were known long ago, as well as the Bostok hydrothermal deposit of ferromanganese ores in the North-East, these two problems were naturally included into the program of works of the Oirotia Expedition.

In 1937, the aims of geological research were considerably extended. Thus, a prospecting of the Bostok ferro-manganese deposit was planned, whose reserves were estimated in 1936 at 1,5 million tons approximately. Prospecting did not pursue the aim of accurate determination of reserves, such tasks entering not into the sphere of activity of the Academy of Sciences of the USSR, but was intended only to state the degree of mineralization and confirm the previously exposed considerations about the hydrothermal origin of this type of deposits.

It was also intended to carry on the geologo-petrographical research on the divide Bashkaus — Chulishman in order to secure a more detailed study of the history of development of deep-seated volcanism and of processes of mineralization associated with ultrabasic and acid magmas.

In addition, on V. A. Obrutshev's request, three following problems were planned: study of geological constitution of the Kholzun Range, study of geomorphology and quaternary deposits, study of stratigraphy of Pre-Cambrian.

The exploration of the Kholzun Range was suggested by the fact that recent geological parties of different institutions collected a rather rich material throwing light on the geological structure of various parts of Mountain Altai, whereas the Kholzun Range was left quite unexplored. At the same time, its proximity to the Katun Alps, where molybdenum mineralization was discovered, and its geographical position west of the Mountain Altai as a link between the latter and the Ore-bearing Altai, claimed immediate organization of geological research in this unexplored range.

The study of geomorphology and Quaternary deposits was intended to fill an important gap in our knowledge of the recent history of geological development of the Mountain Altai, the attention of geologists being mainly concentrated so far on the investigation of pre-Quaternary deposits and their mineral resources, whereas geographers were interested but in modern and older quaternary glaciation, leaving aside the history of development of river valleys. It was already known, however, that the older Quaternary history of the Mountain Altai is very complicated; moreover, it was established in 1936 that older Quaternary deposits in the Kalba Range are of economic value, gold and stannine placers being locally associated with them. It is, therefore, obvious that the study of the history of development of river valleys of the Mountain Altai was pressing as the chief theoretical premise for correct organization of search work for placers of various metals.

In addition, the exact knowledge of the history of development of Quaternary deposits is also necessary for due utilization of schlich method when searching for primary deposits of mineral resources.

The study of pre-Cambrian deposits was based upon the fact, that over 25% of the area of the Mountain Altai are represented by an intricate complex of metamorphic schists devoid in most localities of organic remains, their

geological age thus remaining indefinite, save for rare exceptions. On the other hand, all the processes of mineralization are confined just to the said complex. Further, the observations of the recent years have shown that the geological structure of this complex of metamorphic rocks is very intricate, while the occurrence of organic remains in some of the series called forth strong theoretical divergencies of opinion among geologists. Some of investigators denied the presence among metamorphic rocks of pre-Cambrian formations; others, in opposition, not only referred a considerable part of them to Pre-Cambrian, but even subdivided them into Proterozoic and Archaeozoic.

Finally, the absence of organic remains in metamorphic series was the reason why almost each geologist created within the limits of the area he studied a particular stratigraphy not connected with that of other areas, while series studied were given local names; occasional attempts to correlate similar formations were deprived of sufficient foundation.

The result of such method was that at places series were identified as of undoubtedly one and the same age, though bearing different names; on the other hand there are series of different age, yet given one name; finally, some series occurring in one and the same locality bear different names they were given by different explorers at different time. Suffice to say, that the register of names, far from being complete, contains not less than 25 different denominations for series entering into the composition of the said complex of metamorphic sediments of the Mountain Altai, whereas only very few thereof contain organic remains.

Therefore, every attempt to earnestly undertake a generalization of observations collected during the last years meets with difficulties which cannot be overcome without a profound study of separate, more demonstrative areas.

The main task of this complicate work is to definitely establish the presence of pre-Cambrian deposits and the limit between Palaeozoic and Pre-Cambrian as well as the extent of the gap between them. Moreover, in case of discovery of undoubtedly pre-Cambrian formations, the question arises of their subdivision; among others, the need of clearing up the conditions and the time of constitution of those gneisses and other crystalline schists which by some explorers are referred to Archaeozoic.

The solution of this problem is necessary for due orientation of further research in order to study the geological constitution of the Mountain Altai thus securing the compilation of a correct geological map. It will also show whether the history of development of the Mountain Altai, Mountain Shoria and Kuznetski Alatau respectively was similar or different in older times of the Earth's history.

Finally, the solution of this problem is needed for practical purposes, namely to establish the conditions under which pre-Cambrian deposits were formed, some of explorers being lately led to conclude that ferro-manganese and silica-iron ores, as well as dolomites and probably also magnesites are genetically connected with Pre-Cambrian (Proterozoic) deposits of Siberia.

The following reports were the result of the said investigations:

1. J. A. Arapov and N. J. Monakhov. Geologo-petrographic description of the northern slope of the Kholzun Range (sources of the river Koksu).
2. D. N. Mikhalev. The Bostok and other manganese deposits in Northern Oirotia and Mountain Shoria, their economic importance and origin.
3. K. W. Radughin. Geological description of the Chemal sheet, Mountain Altai.
4. A. N. Tchurakov. Geological constitution of the eastern part of the Aygulak Range and of the western border of the Kurai Range.
5. J. A. Petrokovich. Geological constitution of the environs of the village Onguday.

6. G. D. Afanassiev. Materials on petrography and geology of the Mountain Altai (basins of the rivers Bashkaus and Chulishman).

7. Prof. V. I. Luchitzki, R. S. Khrust and K. A. Shurkin. Geologo-petrographic studies in the north-eastern part of the Katun Alps.

8. E. N. Stchukina. Quaternary deposits and history of development of the relief of the rivers Chuya and Middle and Lower Katun, in the Mountain Altai.

9. E. N. Stchukina. Tertiary deposits of the Chuya and Kurai steppes, in the Mountain Altai.

The above nine reports are intended to be published in two volumes; the former five, being already prepared for print, will constitute the first volume.

In order to give a general idea of main theoretical and practical results obtained by the geological party of the Oirotia joint expedition, we wish to analyze the said reports for both the years of its work.

The result of the exploration of the northern slope of the Kholzun Range by Arapov and Monakhov was, in the first line, a geological map of the area of 3000 sq. km. on the scale 1 : 200 000.

Unfortunately, the geological age of sedimentary metamorphic rocks constituting this wide area remained indefinite for lack organic remains. However, the explorers advanced a quite correct idea that the oldest series of metamorphic schists, broken through by basic and ultrabasic rocks, is an equivalent of a lithologo-petrographic complex lying at the base of all sedimentary formations of the Ore-bearing Altai situated immediately to the West, the metamorphic series being there also traversed by ultrabasic rocks.

In my opinion it is the first and undoubtedly correct step on the way towards the correlation of older series of the Mountain and Ore-bearing Altai. Moreover, some explorers are inclined to accept that strongly metamorphosed ultrabasic intrusives in the Krasnoyarsk region, in the South-East of Western Siberia, and among others in the Mountain Altai, are of Proterozoic age.

Should this opinion be confirmed, we shall be enabled to refer to Proterozoic the old sedimentary series not only of the south-western part of the Mountain Altai, but also those of the Ore-bearing Altai, since they are broken through by ultrabasic rocks.

The search in the Kholzun Range for ore deposits, mainly for those of molybdenum and tungsten, was unsuccessful. On the other hand the absence of molybdenum and tungsten mineralization is by itself very significative, the deposits of the said metals in the neighbouring Katun Alps being genetically connected with peculiar biotitic granites which in the area in question were not observed.

In fact, the schlich test in valleys of numerous rivulets showed the presence in their alluvions of monazite, scheelite, gold and stannine, yet in minor quantities; in one river, however, the content of monazite was rather high.

With regard to non-metallic minerals one new deposit of microquartzite and several of cutting stones are of essentially high interest. Laboratory tests of microquartzite have shown it to be an excellent abrasive material, of much higher quality than the so-called «belorechite» set a going by the Trust «Russian gems» as a substitute for Arkansas stone.

As to deposits of cutting stones which proved to be of great beauty, they remind us again that the Altai, which since old times had a world-wide reknown for its particular richness in numerous varieties of revetment and cutting stone, was buried by us in unmerited oblivion. We must call to memory these minerals and resume their working, especially as we now begin to adorn our towns with artfully finished fabrics.

The reconnaissance of the Bostok ferro-manganese deposit yielded very important results. This deposit, discovered and submitted to preliminary searching by the West-Siberian Geological Trust, was later on discarded as

being of no economic value. However, owing to research work of A. D. Kuzovlev and G. D. Afanassiev, it has been established that it contains about 1,500,000 tons of manganese ore.

The Stalinsk Metallurgical Combine being interested in local production of manganese ore, the work of D. N. Mikhalev pursued the aim of establishing the quality of ores, the extent of the deposit and, in particular, of showing its hydrothermal origin.

However, the results obtained by D. N. Mikhalev proved to be quite different. Firstly, they showed that ferro-manganese formations are by no means manganese ores, as even the higher enriched areas contain but an insignificant quantity of manganese. Secondly, the reserves of these substances are so small, that the deposit cannot meet with most modest demand, nor be considered worth of primitive mining.

Thirdly, the reconnaissance gallery which struck this deposit has shown that the accumulation of ferro-manganese substance did not even reach the depth of 10 m., i. e. it is not connected with hydrothermal processes, being the result of those of weathering.

Moreover, the examination of other similar spots situated in Mountain Shoria, northeast of the Bostok deposit, has also shown that the origin of these deposits is in all probability due to weathering. It must be noted that the correctness of such deductions was confirmed by special experts appointed to analyze the materials of the total of research carried out by various geologists with regard to the deposit in question.

In spite of negative results, the reconnaissance performed by D. N. Mikhalev is of a great practical and theoretical value, the reserves of the Bostok deposit and the quality of its ores being submitted to an exhaustive and correct estimation. Secondly, the said reconnaissance imparted a new orientation to the scientific thought. In fact, the question of genesis of ferro-manganese deposits in Western and Central Siberia in the last twelve years gave birth to two opposite theories; after one of them, all these deposits are a crust of weathering of Cretaceous or Tertiary period; while the other considered them as hydrothermal deposits of an older age.

The latter theory soon captured the attention of geologists and became lately predominant. In particular, deep boring at the Mazul ferro-manganese deposit near Achinsk was undertaken from the viewpoint of this theory.

According to the original plan, the reconnaissance of the Bostok deposit was intended in the first line to definitely show the correctness of the hydrothermal theory. However, the reality deceived all the expectations. To-day, since the Stalinsk Metallurgical Combine is strongly interested in local manganese ore, the search is necessary for new manganese deposits, starting from the theory of weathering. The second theory is however not to be left out of sight, since the only Bostok deposit would not justify its rejection with regard to Siberia. The question is to discover such a deposit of manganese whose hydrothermal origin should be beyond any doubt.

The study of old metamorphic series in order to establish their Pre-Cambrian (Proterozoic) age was carried out by A. N. Tchurakov in the Altai and Kurai Ranges; i. e. in the South-East of the Mountain Altai. There, in an area of 600 sq. km., of which a geological map was compiled on the scale 1 : 100,000, a thick complex of feebly metamorphosed sedimentary deposits was discovered, consisting of two series lithologically differing from two similar series of the southern part of Central Siberia, where their proterozoic age has been proved.

In the upper series of the Aigulak and Kurai Ranges, aqueoglacial deposits were discovered, that is such deposits which are already known from the Proterozoic of Central Siberia, namely in the Kuznetsk Alatau, in Eastern Sayan and in the Enissey ridge where they constitute a stratigraphical horizon of palaeontologically barren deposits.

Consequently, the discovery of traces of a Proterozoic glaciation in older deposits of the South-East of the Mountain Altai is not only a confirmation of the Proterozoic age of the latter, but it may serve as a clue for correlation of these deposits with barren series of other parts of this mountain land in the case if aqueoglacial sediments should also be discovered therein.

Among others, geological studies carried out by J. A. Petrokovich near village Onguday, i. e. in the centre of the Altai, revealed the presence in one of metamorphic series of such formations which to a high degree of probability may be considered as aqueoglacial deposits, which argues in favour of the Proterozoic age of these series.

At the same time the investigations of J. A. Petrokovich, carried out in an area of 300 sq. km., yielded new notions of stratigraphy of older deposits of this part of the Altai, as he succeeded in joining into one series the palaeontologically barren deposits so far referred to three distinct ages.

Finally, the study of original literary data also furnishes very weighty ground for presuming the occurrence of proterozoic aqueoglacial deposits in the northern part of the Mountain Altai and even in Mountain Shoria.

It is not devoid of interest to note that this contribution to the study of the Pre-Cambrian was made just at the time when the XVII International Geological Congress in Moscow created the International Association for correlating the Proterozoic deposits of the Globe, while the three scientific problems faced comprised the study of glacial deposits of the Proterozoic era.

The investigations of K. W. Radughin, also valuable for establishing the Proterozoic age of older deposits, were concentrated in the northern part of the Mountain Altai and seized a considerable area situated west and east of the Katun valley about the bathing place Chemal. They indisputably proved the Proterozoic age of old metamorphosed deposits, as the eroded surface of these dislocated series is unconformably overlain by Cambrian limestones with *Archaeocyaths*.

It is remarkable that also here formations were discovered in Proterozoic deposits, which the investigator qualifies as tillite-like, being thus inclined to consider them as glacial-marine sediments; they are not yet studied with sufficient plenitude. At the same time, the stratigraphy of Proterozoic and Cambrian deposits about Chemal proved to be considerably more complicated than that of the same deposits in the South-East of the Altai. The meaning of this difference lies in that these deductions of K. W. Radughin almost entirely coincide with those regarding the stratigraphy of the Proterozoic and Cambrian of Mountain Shoria, whereas the deductions of A. N. Tchurakov concerning the stratigraphy of the Proterozoic and Cambrian in the South-East of the Altai essentially coincides with that elaborated by him for the deposits of the same age in the South of Central Siberia. To clear up the causes of such strong divergencies is the task of future investigations.

The petrographo-geological investigations carried out by G. D. Afanassiev in the South-East of the Altai during two years, namely in the basin of the upper course of the rivers Bashkaus and Chulishman, yielded an abundant new evidence of undoubtedly high scientific interest, while it is not excluded that part of it will also acquire a practical importance. Thus, a lithologo-petrographical map of an area over 2000 sq. km. has been compiled on the scale 1 : 300,000. Moreover, various manifestations of deep-seated and surficial vulcanism were sufficiently characterized and their relative and, partly, geological age established. Finally, a very detailed description was given of processes of mineralization the following regularities having been stated. With ultrabasic intrusions are connected manifestations of magnetite, chromite, magnesite, asbestos and higher nickel mineralization. At the same time it was established that in two granitic intrusions whose rocks are arranged in two parallel belts along lines of ancient faults, that more recent granites

are associated with pegmatite veins with minerals containing niobium, tantalum, beryllium, rare earths and radioactive elements.

In connection with these granites the presence of sulphidic mineralization was also stated, whose distinctive character is that of arsenic and cobalt; in particular, it is worth mentioning that some of samples yield 10% arsenic while others 1,5% of cobalt. Moreover, in porphyries, probably genetically allied to more recent granites, traces of polymetallic mineralization were also noted.

Finally, an essential achievement of the above investigation is the solution of the problem of the genesis of gneisses of the Kurai Range, so far considered as of Archeozoic age, which proved to be more recent injection of gneisses.

Geologo-petrographical investigations performed by R.S. Khrust and K. A. Shurkin under the direction of Prof. V. I. Luchitzki on the northern slope of the Katun Alps, yielded a geological and a geomorphological maps of an area of 2400 sq. km., so far not yet comprised into geological research. The geological age of sedimentary metamorphic schists occurring in this area remained unknown for want of organic remains. Nevertheless, a step has been taken towards the identification of their age, as it has happened to show the crystalline schists, constituting part of the metamorphic complex, to be derivatives of a relatively recent contact metamorphism, and not Pre-Cambrian schists which acquired their actual aspect since the Pre-Cambrian time, as it was thought.

The main result of the said studies is not the knowledge of stratigraphy and tectonics of metamorphic series, but the detailed study of magmatic rocks that yielded numerous new data. Thus, it was established that granites belong to two intrusions of different age, of which the rocks are arranged in two belts.

At the same time, it was found that older granites are devoid of mineralization, while younger, distinguished in addition for their petrographical peculiarities, are a source of molybdenum mineralization.

Two new molybdenite deposits were discovered in the upper course of the Kuragan river, while a third one, situated in the basin of the river Ak-kem, was submitted to a rather detailed investigation.

The economic value of these deposits remained indefinite, prospecting work being not included into the program of the expedition. Though, it is worth noting that a connection has been established between molybdenum mineralization and granites of a definite type, as well as the confinement of mineralization to contacts of these granites with wall rocks, while areas of occurrence of granites have been mapped.

In short, theoretical premises have been created for searching of new deposits of molybdenite, which is exactly necessary to prospectors.

It is interesting to note that V. A. Kuznetsov, who was commissioned by the Rare Metals Prospecting Office (Soyuzredmetrazvedka) to explore the same area, made use of observations carried out by the Oirozia Expedition and elaborated the above deductions. He showed that molybdenum mineralization belongs to different types connected at least with two distinct intrusions, which increases the value of this portion of the Katun Alps pointing out to probable occurrence of new points of mineralization.

The study of geomorphology and of quaternary deposits executed by E. N. Stchukina in the middle and lower course of the river Katun and in valley of its larger tributary, the Chuya river, yielded a general picture of the history of development of this principal river of the Mountain Altai, while a complicate association between young tectonic movements, phenomena of a twofold quaternary glaciation, activity of running water and processes of weathering has been cleared up. This work is an essential contribution to the complicate task of the study of Quaternary, in particular of glacial deposits

of Siberia, whose stratigraphy and parallelisation in Siberia were submitted to a study not far back.

Moreover, the study of lithological peculiarities of loose deposits yielded abundant data for estimating the qualities and areas of distribution of loose building and paving materials occurring in the Chuya and Katun valleys which is of considerable value for further development of ways of communication running through the valleys of the said rivers. Finally, these studies also outlined new convenient sites for meadows.

In addition a study was carried out by E. N. Stchukina of stratigraphy and tectonics of Tertiary deposits in the Chuya steppe, the place of deposits of brown coals of economic value being thus established within the general stratigraphic section as well as a possible extension southward of areas of distribution of coal-bearing Tertiary deposits. The study of their tectonics furnished ground for new deductions with regard of the time and the peculiarities of the first manifestations of young tectonic movements in the south-eastern part of the Mountain Altai.

The above studies also bring an essential correction into the determination of geological time of mercurial mineralization, the latter being, beyond any doubt of pre-Tertiary age, though it was so far considered as post-Tertiary.

Finally, the correlation of tectonics of Tertiary deposits of the southeastern Altai with that of the same deposits in the Zaissan basin and in the Southern Altai, allowed to compare and identify not only the time of origin, but the form of manifestation of tectonic movements of the end of Tertiary and the beginning of Quaternary periods over the wide area of the Mountain and Southern Altai. These studies on tectonics of Tertiary deposits show the way towards correct interpretation of the mode of constitution of the actual relief of the Mountain Altai and of the laws of distribution in it of various types Quaternary deposits.

It may be safely stated that the studies carried out yielded rather a considerable new data both in practical and theoretical respect, in particular if we take into consideration the brevity of the work of the Expedition.

Consequently, the said investigations, provisionally suspended, must be resumed. It must be borne in mind, that the Mountain Altai is an area upon which theoretical problems, associated with the study of the oldest and the most recent stages of the history of the Earth's crust, are particularly easy to solve. Moreover, the further study of the ore-bearing power of the Altai will undoubtedly disclose new sites of mineralization, or even deposits of a new type. Suffice to say tell, that the place so far is not yet found where tantalum in placers has been discovered which we only know from foreign literature. Finally, it must be borne in mind that the Mountain Altai as a country situated on the boundary of the Soviet Union and should be thoroughly known to us.

Translated by E. A. Tolmatcheva - Karpinsky

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
А. Н. Чураков. История возникновения, задачи и основные итоги работ геологической части Ойротской комплексной экспедиции	3
Ю. А. Арапов и Н. Я. Монахов. Геолого-петрографический очерк северного склона Холаунского хребта (верховья р. Коксы)	13
Д. Н. Михалев. Бостокское и другие месторождения марганца в северной Ойротии и Горной Шории, их промышленное значение и условия образования	61
А. Н. Чураков. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов	97
Ю. А. Петрокович. Описание горных пород (приложение)	171
Ю. А. Петрокович. Геологическое строение окрестностей с. Онгудай	209
К. В. Радугин. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая	233
А. Н. Tshurakov. History of beginning, aims and principal results of the work of the Oirotia Joint Expedition	299

Редактор издательства Н. Д. Соболев Подписано к печати 28.4.1941.
Рисо № 1362—527. Объем 19 $\frac{1}{4}$ печ. л. и 19 вкл. 30,1 уч.-изд. л. Тираж 800 экз.
А—38773 Цена книги 24 руб.

Набрано в 1-й Образцовой типографии Отгиз РСФСР треста «Полиграфкнига».
Москва, Валовая, 28. Заказ № 3857

Отпечатано с набора в типо-литографии ВА им. М. В. Фрунзе, Москва. Зак. 1040.

Цена 24 руб.